F 1578

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

SERIA

GEOFIZICĂ

1

TOMUL 5

1967

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Academician SABBA ȘTEFĂNESCU, **redactor responsabil**; LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, **redactor responsabil adjunct**; Academician G. ATANASIU; Academician TH. V. IONESCU; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România; D. ENESCU, **secretar științific de redacție**

Revista apare de două ori pe an.

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din întreprinderi și instituții.

Comenzile de abonamente din străinătate se primesc la CARTIMEX, București, Căsuța poștală 134—135 sau la reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice altă corespondență se trimit la Comitetul de redacție al revistei pe adresa:

București, B-dul Ana Ipătescu, nr. 21.

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOFIZICĂ

TOMUL 5, nr. 1 — 1967

1883

SUMAR

Pag.

G. PETRESCU, E. PETERSCHMITT, C. RADU, G. PURCARU şi ST. LASCU, Soluţiile planului de falie şi starea de tensiuni în focarele cutremurelor adînci din Europa. II 3

A. BERA, Corelări seismotectonice pe teritoriul regiunii Argeş 29

IULIAN BREAHNĂ, O metodă de determinare a întîrzierii impulsului de minut pe seismogramele fotografice 47

MIRCEA RĂDULESCU, Asupra transformării ecuaţiei prospecţiei electrice în medii anizotrope eterogene, în ecuaţia mediilor [α, β]. Coordonate carteziene rectangulare 53

D. ENESCU, Energia elastică emisă de explozia executată în cavitate cilindrică 63

D. ENESCU, Contribuţii la metodica de determinare a efectului seismic al exploziilor asupra construcţiilor 71

D. ENESCU şi I. CORNEA, Unde refractate-reflectate înregistrate prin metoda seismică de reflexie în Platforma Moesică 79

PETRE CONSTANTINESCU, MIHAI CRISTEA şi VIOREL RODINA, Asupra naturii undelor seismice înregistrate în cazul exploziilor efectuate pe suprafaţa pămîntului 85

IOAN VASILIU, GHEORGHE MERKLER şi TOMA VLĂDUŢ, Contribuţii geofizice la studiul geotehnic al amplasamentului sistemului hidroenergetic şi de navigaţie de la Porţile de Fier 93

GHEORGHE MERKLER, TOMA VLĂDUŢ şi IOAN VASILIU, Caracterizarea rocilor prin studii geofizice şi geotehnice paralele pentru fundaţiile construcţiilor hidrotehnice 101

MIHAI BARBU, Transformarea carotajelor electrice în pseudocarotaje acustice 113

Pag.

ANDREI SOARE şi DOREL ZUGRĂVESCU, Anomalia în declinaţie provocată de un pol unic într-un cîmp magnetic uniform. . . . 121
M. IANĂŞ şi D. ZORILESCU, Determinarea unor derivate ale cîmpurilor potenţiale prin metoda programării liniare 133
ŞTEFAN AIRINEI, Cupluri de anomalii gravimetrice-magnetice deschise pe litoralul românesc al Mării Negre 147
S. GH. IORDACHE şi R. VELCESCU, Măsurători magnetice utilizate în explorarea minereurilor prin foraje 155

NOTE ŞI INFORMAŢII

G. ATANASIU, Activitatea din ţara noastră în legătură cu Anii Internaţionali ai Soarelui Calm (1964—1965—1966). 163
G. ATANASIU, Stadiul lucrărilor pentru „Hărţile magnetice unitare ale Europei Centrale şi de Sud-Est" 166
ŞT. AIRINEI, Participarea specialiştilor români la lucrările Comitetului de morfologie şi geologie marină în cadrul Congresului al XX-lea — şedinţă plenară — al Comisiei Internaţionale pentru explorarea ştiinţifică a Mării Mediterane 168

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR, SERIA GEOFIZ., TOM. 5, NR. 1, P. 1—170, BUCUREŞTI. 1967

ORSZÁGOS MŰSZAKI DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT 1863

SOLUȚIILE PLANULUI DE FALIE ȘI STAREA DE TENSIUNI ÎN FOCARELE CUTREMURELOR ADÎNCI DIN EUROPA. II [1])

DE

G. PETRESCU [2]), E. PETERSCHMITT [4]), C. RADU [3]), G. PURCARU [3]) și ST. LASCU [2])

INTRODUCERE

În lucrarea de față sînt prezentate rezultatele cercetărilor asupra mecanismului cutremurelor adînci din regiunea Mediteranei Orientale, rezultate ce completează cercetările noastre anterioare (G. Petrescu și colab., 1966).

Pentru comparație se prezintă de asemenea și rezultatele studiilor privind mecanismul focal al cutremurelor normale din această regiune.

METODICA ȘI MATERIALUL DE OBSERVAȚIE

Natura falierii și starea de tensiuni în focarele cutremurelor din Mediterana Orientală s-au studiat cu aceeași metodă ca și în prima parte a lucrării, metoda lui Byerly cu dezvoltările făcute de Ritsema, care, după cum se știe, se bazează pe semnele primelor deplasări în unda *P*. Aceste informații au fost luate din I.S.S., B.C.I.S., buletine seismice, chestionare și seismograme.

---

[1]) Comunicare prezentată la Reuniunea Comisiei Europene de Seismologie, septembrie 1964, Budapesta.

Apare și în „Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie", Série de Géophysique, **11**, 1 (1967).

[2]) Universitatea din București, Facultatea de fizică, str. Academiei 14.

[3]) Centrul de cercetări geofizice, Secția de seismologie, str. Cuțitul de Argint nr. 5, București.

[4]) Institut de Physique du Globe, Strasbourg, 38, Boulevard d'Anvers, France.

ANALIZA REZULTATELOR

Datele de observaţie utilizate în studiul nostru sînt prezentate în tabelele 1—13, iar rezultatele obţinute pot fi urmărite pe diagramele-mecanism din figurile 1—13 şi tabela 14.

În tabela 14 sînt date dimensiunile cutremurelor, parametrii ce caracterizează geometria, cinematica şi dinamica falierii, iar în ultimele două coloane tipul cutremurului conform clasificării lui Ritsema (1957). Numărul mare de date de observaţie ca şi distribuţia lor azimutală au asigurat obţinerea de soluţii care pot fi considerate satisfăcător de sigure, variaţiile axelor A, B, C, P, T fiind destul de mici.

Tabela 1

1947. VI. 4; H = 00 : 29 : 35; φ = 40°,0 N; λ = 24°,0E; h = 80 km; M = 6,0

Nr.	Staţia	$\Delta°$	$\alpha°$	$i_h°$	C sau D
1	Roma	8,8	289	78,3	D
2	Helwan	11,6	145	75,1	C
3	Varşovia	12,8	353	71,3	D
4	Stuttgart	13,9	316	69,4	D
5	Uccle	17,6	316	61,0	D
6	Paris	17,7	310	60,5	D
7	De Bilt	17,9	322	59,7	D
8	Kew	20,5	315	47,5	D
9	Upsala	20,6	351	47,4	C
10	Malaga	22,3	274	45,3	C
11	Lisabona	25,4	280	42,7	D
12	Helsinki	20,6	2	47,4	C
13	Cartuja	21,5	274	46,1	D
14	Zagreb	8,4	320	79,0	C
15	Potsdam	14,7	334	67,0	C
16	Durham	22,7	321	44,9	C
17	Edinburg	24,1	322	43,3	C

Analiza soluţiilor obţinute ne conduce la următoarele rezultate:

1. Pentru cutremurele *adînci* ($h > 60$ km) din regiunea Mediteranei Orientale, unul din planele nodale este orientat NV—SE, adică paralel cu direcţia predominantă a fracturilor principale (şi ar putea fi considerat ca plan de falie), iar celălalt are în general o tendinţă de transversalitate în raport cu ele (fig. 14).

Este de remarcat că toate cutremurele adînci din această regiune au unul din planele nodale paralel cu direcţia predominantă a activităţii seismice maxime, activitate studiată de Galanopulos (1963).

Soluţiile obţinute arată predominanţa puternică a tipului V_P — faliere inversă.

Vectorii nuli nu prezintă direcţii privilegiate în raport cu direcţiile principale ale sistemului orogenetic mediteranean-alpin (numai o uşoară tendinţă de transversalitate poate fi sugerată, fig. 15) şi formează în general unghiuri mici cu orizontul.

În ceea ce privește dinamica falierii, dată de starea de tensiuni în focarele cutremurelor studiate, am reprezentat în figura 16 tensiunile de comprimare P și dilatare T.

Tensiunile de comprimare P acționează mai mult sau mai puțin perpendicular pe linia țărmului și pe direcția predominantă a fracturilor

Tabela 2

1948. VII. 24; $H = 06:03:05$; $\varphi = 35°,2$ N; $\lambda = 24°,4$ E; $h = 100$ km; $M = 6,5$

Nr.	Stația	$\Delta°$	$\alpha°$	$i_h°$	C sau D
1	Helwan	7,4	126	80,8	C
2	Messina	8,2	300	79,4	D
3	Ksara	9,5	90	77,0	D
4	Roma	12,1	312	72,5	D
5	Triest	13,9	327	69,4	D
6	Bologna	14,3	319	68,6	D
7	Pavia	15,9	317	65,6	D
8	Chur	16,8	322	63,5	D
9	Praga	17,3	338	62,0	D
10	Zürich	17,7	322	60,5	D
11	Ebingen	18,0	328	59,2	D
12	Stuttgart	18,3	327	57,3	D
13	Strasbourg	18,9	325	53,1	D
14	Tamanrasset	20,2	239	48,1	C
15	Paris	21,8	318	45,8	C
16	Uccle	22,0	324	45,6	D
17	De Bilt	22,5	329	45,1	D
18	Copenhaga	22,9	343	44,7	C
19	Granada	22,9	285	44,7	C
20	Helsinki	25,8	0	42,4	C
21	Upsala	25,9	352	42,4	C
22	Scoresby Sund	43,9	339	35,5	C
23	Riverview	136,3	106	26,8	DD
24	Potsdam	19,8	333	49,0	D
24′	Potsdam	19,8	333	−61,7	CC
25	Jena	19,0	336	52,4	D
26	Durham	27,3	326	41,5	D
27	Ottawa	72,8	314	25,2	C
28	Seven Falls	69,0	313	26,4	C
29	Shawinigan Falls	70,4	313	26,0	C
30	Hukoiaka B	83,1	54	21,7	C

majore din această regiune seismică și formează unghiuri mici cu orizontul.

Tensiunile de dilatare T sînt orientate la diferite unghiuri față de linia țărmului și principalele linii tectonice, formînd unghiuri mari cu orizontul.

Din punct de vedere tensional, cutremurele cu adîncimea $h > 60$ km din această regiune sînt produse prin presiune orizontală (tip P), ceea ce indică faptul că materialul mantalei superioare din regiunea Mediteranei Orientale se găsește într-o zonă de compresiune orizontală.

2. În ceea ce privește cutremurele normale din această regiune, noi am studiat mecanismul a două cutremure (nr. 22, 23 din tabela 15) și am compilat din literatură soluțiile a 21 de cutremure (în ultima coloană a tabelei 15 este indicată sursa).

Analiza soluţiilor arată că unul din planele nodale este orientat NV-SE şi în general paralel cu liniile majore de fractură, iar din unele consideraţii seismologice şi tectonice (Cebanenko, 1963) poate fi considerat ca plan de falie.

Tabela 3

1948. IX. 11; H = 08 : 52 : 32; φ = 37°,0 N; λ = 23°,0E; h = 110 km; M = 6,5

Nr.	Staţia	$\Delta°$	$\alpha°$	i_h°	C sau D
1	Belgrad	7,9	346	79,9	*D*
2	Roma	9,5	303	77,0	*D*
3	Helwan	10,0	135	76,1	*C*
4	Bologna	11,6	313	73,4	*D*
5	Salo	12,7	315	71,4	*C*
6	Pavia	13,2	311	70,6	*C*
7	Zürich	14,8	318	67,8	*C*
8	Varşovia	15,1	355	67,2	*D*
9	Paris	19,0	315	52,4	*C*
10	Tamanrasset	20,9	232	46,9	*D*
11	Granada	21,3	279	46,4	*D*
12	Upsala	23,0	353	44,6	*C*
13	Lisabona	25,5	284	42,6	*D*
14	Mineral	96,3	334	19,2	*C*
15	Stuttgart	15,4	323	66,6	*D*
15′	Stuttgart	15,4	323	−71,6	*cC*
16	Basel	15,5	317	66,4	*D*
17	Strasbourg	16,0	320	65,4	*D*
18	Bucureşti	7,5	16	80,6	*D*
19	Jena	16,1	332	65,2	*D*
20	Potsdam	16,8	338	63,9	*D*
21	Durham	24,4	324	43,4	*D*

Cutremurele normale din această regiune sînt o parte de tip V_t (faliere normală), iar altele de tip H_t (faliere transcurentă). În general ele aparţin tipului T — cutremure prin tensiune orizontală.

Tensiunile P acţionează perpendicular pe linia ţărmului şi pe liniile tectonice principale, formînd unghiuri mari cu orizontul, în timp ce tensiunile de dilatare T formează unghiuri mici cu orizontul.

Aceste concluzii sînt în bună concordanţă cu cele obţinute de Constantinescu şi colab. (1964).

3. În figurile 13, 14 şi în tabela 14 sînt prezentate rezultatele noastre asupra mecanismului focal a două cutremure produse în zona Caucazului şi Mării Caspice; ele confirmă concluziile obţinute de Şirokova (1963) pe baza unui număr mai mare de cutremure din această regiune.

CONCLUZII

Cercetările noastre asupra mecanismului cutremurelor din Europa conduc la următoarele concluzii:

a) Cutremurele adînci din regiunea Vrancea sînt predominant de tipul falierii inverse (tipul V_p) şi din punct de vedere tensional sînt produse prin presiune orizontală (tip P). Tensiunile de comprimare

Tabela 4

1952. XII. 17; H = 23 : 03 : 57; φ = 34°,4 N; λ = 24°,5 E; h = 161 km; M = 6¾

Nr.	Stația	$\Delta°$	$\alpha°$	$i_h°$	C sau D
1	Atena	3,6	350	−77,8	C
2	Helwan	7,4	126	85,3	D
3	Messina	8,2	300	83,1	C
4	Sofia	8,3	354	82,8	C
5	Timișoara	11,6	349	75,8	D
6	Roma	12,1	312	74,9	C
7	Budapesta	13,7	344	72,1	C
8	Florența	13,9	316	71,7	C
9	Triest	13,9	327	71,7	C
10	Bologna	14,3	319	71,1	C
11	Salo	15,5	320	68,9	C
12	Pavia	15,9	317	68,0	C
13	Chur	16,8	322	65,1	C
14	Praga	17,3	338	62,7	C
15	Ravensburg	17,3	322	62,7	C
16	Alger Univ.	17,6	283	60,1	C
17	Goris	18,2	65	53,5	C
18	Basel	18,3	322	53,1	C
19	Neuchâtel	18,3	321	53,1	C
20	Stuttgart	18,3	327	53,1	C
21	Karlsruhe	18,8	326	51,5	C
22	Strasbourg	18,9	325	51,3	C
23	Jena	19,0	336	51,1	C
24	Potsdam	19,8	339	49,5	C
25	Tamanrasset	20,2	239	49,1	C
26	Paris	21,8	318	47,3	D
27	Witteveen	22,4	332	46,7	C
28	De Bilt	22,5	329	46,6	C
29	Copenhaga	22,9	343	46,3	C
30	Granada	22,9	285	46,3	C
31	Toledo	23,4	292	45,8	C
32	Jersey	24,6	316	44,9	D
33	Kew	24,7	322	44,8	C
34	Pulkovo	25,7	6	44,1	C
35	Upsala	25,9	352	43,9	C
36	Durham	27,3	326	43,0	C

Tabela 4 (continuare)

Nr.	Stația	Δ°	α°	i_h°	*C* sau *D*
37	Lisabona	27,3	289	43,0	*C*
38	Aberdeen	29,0	330	42,1	*C*
39	Kiruna	33,6	358	40,0	*C*
40	Reykjavik	40,9	331	37,7	*C*
41	Scoresby Sund	43,9	339	36,8	*C*
42	New Delhi	44,9	82	36,5	*D*
43	Tananarive	57,4	154	31,7	*C*
44	Irkutsk	57,8	46	31,5	*C*
45	Resolute Bay	64,3	346	29,1	*C*
46	Halifax	65,6	309	28,6	*C*
47	Weston	71,6	309	26,5	*C*
48	Harvard	71,7	309	26,4	*C*
49	Bermuda	72,0	297	26,3	*C*
50	Ottawa	72,8	314	26,0	*C*
51	Kirkland Lake	73,8	318	25,7	*C*
52	Polisades	74,0	308	25,6	*C*
53	Washington	77,2	308	24,5	*C*
54	Cleveland	78,5	313	24,0	*C*
55	College	80,9	357	23,2	*C*
56	Toyama	85,5	48	21,7	*C*
57	Djakarta	87,2	99	21,3	*C*
58	Victoria	93,1	339	20,2	*C*
59	Shasta	99,3	335	19,7	*C*
60	Reno	99,4	332	19,7	*C*
61	Berkeley	101,7	333	19,6	*C*
62	Fresno	101,8	331	19,6	*D*
63	Lick	102,0	333	19,6	*C*
64	Santa Clara	102,1	333	19,6	*D*
65	Bogotá	94,5	279	20,0	*C(D)*
66	Nelson	100,6	328	19,6	*C*

Tabela 5

1958. V. 21 ; H = 18 : 27 : 42 ; φ = 36°,7 N ; λ = 26°,5 E ; h = 150 km ; M = 6,0

Nr.	Stația	Δ°	α°	i_h°	C sau D
1	Atena	3,0	300	63,5	*D*
2	Skopje	7,0	323	86,6	*C*
3	București	7,9	355	83,1	*D*
4	Cîmpulung	8,9	351	81,3	*D*
5	Belgrad	9,7	330	79,5	*C*
6	Iași	10,7	2	77,4	*D*
7	Roma	12,5	298	74,1	*C*
8	Prato	14,1	306	71,4	*C*
9	Viena	14,1	330	71,4	*C*
10	Pruhonice	16,2	330	67,1	*D*
11	Praga	16,3	330	66,8	*D*
12	Monaco	16,5	302	66,2	*C*
13	Zürich	17,4	314	62,1	*D*
14	Messtetten	17,7	317	58,6	*C*
15	Stuttgart	17,9	319	55,8	*C*
16	Basel	18,1	315	53,9	*D*
17	Neuchâtel	18,2	312	53,5	*C*
18	Jena	18,2	327	53,5	*C*
19	Karlsruhe	18,5	319	52,3	*C*
20	Strasbourg	18,6	317	52,0	*C*
21	Alger	19,2	278	50,7	*C*
22	Clermont-Ferrand	20,1	305	49,2	*C*
23	Bensberg	20,2	322	48,8	*C*
24	Copenhaga	21,6	337	47,8	*C*
25	Paris	21,7	312	47,4	*C*
26	Witteveen	21,7	325	47,4	*C*
27	Tamanrasset	23,1	240	46,1	*C*
28	Pulkovo	23,4	4	45,8	*D*
29	Almeria	23,6	280	45,7	*D*
30	Upsala	24,1	348	45,3	*C*
31	Kew	24,5	316	45,0	*C*
32	Toledo	24,6	287	44,9	*C*
33	Durham	26,8	322	43,4	*D*
34	Lisabona	28,6	286	42,3	*D*
35	Skalstugan	28,6	346	42,3	*C*
36	Rathfarnham	28,6	317	42,3	*C*
37	Quetta	34,9	88	39,6	*D*
38	Lwiro	38,6	177	39,0	*C*
39	Reykjavik	40,1	335	38,0	*C*
40	Irkutsk	54,8	47	32,6	*D*
41	Resolute Bay	62,8	340	29,6	*C*
42	Brébeuf	71,5	309	26,5	*C*
43	Weston	71,9	309	26,3	*C*
44	Ottawa	72,8	314	26,1	*C*
45	Fayetteville	89,6	316	20,7	*C*
46	Eureka	79,1	332	19,8	*C*
47	College	78,9	358	23,9	*D*
48	Chartes Towers	129,6	131	6,5	*C*

Tabela 6

1958. VI. 30; $H = 08:42:41$; $\varphi = 36°,5$ N; $\lambda = 27°,0$ E; $h = 60$ km; $M = 6,75$

Nr.	Stația	$\Delta°$	$\alpha°$	$i_h°$	C sau D
1	Atena	3,4	301	88,1	*C*
2	Skopje	7,7	323	78,5	*C*
3	București	8,0	353	78,1	*D*
4	Reggio Calabria	9,5	283	75,5	*C*
5	Messina	9,5	285	75,5	*D*
6	Belgrad	9,9	330	74,8	*D*
7	Timișoara	10,2	335	74,2	*D*
8	Bratislava	13,8	330	68,2	*D*
9	Firenze Xim	14,1	304	67,8	*C*
10	Pavia	16,1	307	64,3	*C*
11	Monaco	16,7	301	62,8	*C*
12	Chur	16,7	309	62,8	*C*
13	Basel	18,2	313	58,6	*C*
14	Strasbourg	18,6	316	56,3	*C*
15	Alger	19,4	275	50,8	*C*
16	Uccle	21,7	325	45,5	*C*
17	Paris	21,9	312	45,1	*C*
18	Almeria	23,7	276	43,3	*D*
19	Göteborg	23,8	339	43,3	*C*
20	Upsala	24,1	348	43,0	*C*
21	Kew	24,5	316	42,7	*C*
22	Toledo	24,8	287	42,4	*C*
23	Rathfarnham	28,6	316	40,1	*D*
24	Kiruna	31,7	355	38,6	*C*
25	Lwiro	37,1	178	36,7	*D*
26	Reykjavik	40,5	329	35,8	*C*
27	Brébeuf	71,5	315	25,2	*C*
28	Weston	72,7	310	24,8	*C*
29	Medan	72,8	98	24,8	*D*
30	Ottawa	73,4	314	24,6	*C*
31	Hong Kong	74,5	74	24,2	(*D*)
32	St. Vincent	81,2	280	22,0	*C*
33	Matsushiro	82,8	50	21,4	*C*
34	Morgantown	84,2	312	21,0	*C*
35	Charters Towers	129,2	101	10,0	*D*

Tabela 7

1958. XI. 15; H = 05 : 42 : 42; φ = 37°,7 N; λ = 22°,0 E; h = 100 km; M = 6,2

Nr.	Stația	Δ°	α°	i_k°	C sau D
1	Atena	1,7	53	74,1	C
2	Messina	5,1	302	85,7	D
3	Istanbul U.T.I.	6,5	54	82,6	C
4	Belgrad	7,2	351	81,8	C
5	București	7,3	24	81,0	$D(C)$
6	Cîmpulung	7,8	16	80,1	$D(C)$
7	Zagreb	9,2	333	77,5	D
8	Iași	10,3	22	75,6	$D(C)$
9	Helwan	11,0	133	74,4	C
10	Ierusalim	12,4	114	71,9	(D)
11	Chur	12,9	319	71,1	D
12	Tübingen	14,3	323	68,6	$C(D)$
13	Stuttgart	14,4	324	68,5	C
14	Neuchâtel	14,4	315	68,5	D
15	Strasbourg	15,0	321	67,4	D
16	Jena	15,1	334	67,2	D
17	Clermont-Ferrand	16,2	306	65,0	C
18	Bensberg	16,9	326	63,3	D
19	Paris	18,0	314	59,2	C
20	Uccle	18,1	322	58,6	D
21	Copenhaga	19,1	343	51,9	C
22	Toledo	20,4	284	47,7	C
23	Göteborg	21,1	345	46,6	D
24	Upsala	22,3	354	45,3	D
25	Durham	23,4	324	44,2	D
26	Kew	29,0	318	40,5	C
27	Quetta	37,8	88	37,1	C
28	Warsak	40,0	80	36,5	C
29	Karachi	40,2	85	36,5	C
30	Shillong	59,5	80	29,9	C
31	Weston	68,0	307	26,8	C
32	Ottawa	68,0	311	26,8	C
33	Brébeuf	67,8	311	26,9	D
34	Morgantown	74,9	309	24,5	(C)
35	Columbia	79,0	309	23,1	C
36	Fayettville	85,8	313	20,9	C
37	Hungry Horse	85,8	332	20,9	D
38	Eureka	94,0	329	19,4	C
39	Canberra	137,8	103	18,9	C
40	Prato	10,3	310	75,9	D
41	College	77,5	356	23,6	C

Tabela 8

1959. XI. 15; H = 07 : 08 : 41; φ = 37°,8 N; λ = 20°,5 E; h = n; M = 5,4

Nr.	Staţia	Δ°	α°	i_h°	C sau D
1	Atena	2,5	80	87,0	*D*
2	Reggio Calabria	3,8	275	84,2	*D*
3	Messina	4,0	282	83,8	*D*
4	Skopje	4,2	9	83,4	*C*
5	Belgrad	7,0	358	78,4	*D*
6	Istanbul Kand	7,4	59	77,6	*C*
7	Bucureşti	8,0	29	76,6	*C*
8	Timişoara	8,3	2	76,0	*C*
9	Zagreb	8,7	339	75,4	*C*
10	Ljubljana	9,4	336	74,1	(*C*)
11	Bratislava	10,7	348	71,9	*D*
12	Viena	10,9	344	71,6	*C*
13	Iaşi	10,9	25	71,6	*C*
14	Sétif	12,2	266	69,5	*C*
15	Ierusalim	13,2	111	67,9	*D*
16	Alger	13,9	268	66,8	*D*
17	Besançon	14,3	316	66,2	*C*
18	Clermont-Ferrand	15,2	307	64,8	*D*
19	Garchy	15,9	312	63,7	*D*
20	Uccle	17,3	324	61,1	*C*
21	Almeria	18,3	266	58,2	*D*
22	Cartuja	19,1	265	53,9	*C*
23	Toledo	19,2	284	53,1	*D*
24	Tamanrasset	19,7	226	49,8	*D*
25	Göteborg	20,7	347	46,6	*C*
26	Upsala	22,1	356	44,3	*C*
27	Durham	23,0	326	43,3	*D*
28	Lisabona	23,3	286	43,1	*D*
29	Rathfarnham	24,1	320	42,3	*C*
30	Aberdeen	24,5	330	42,0	*C*(*D*)
31	Bergen	24,6	341	42,0	*C*
32	Kiruna	30,1	1	38,6	*C*
33	Addis Abeba	33,0	145	37,4	*D*
34	Lwiro	40,6	192	35,1	*D*
35	Agra	49,0	95	32,7	*C*
36	Karavia	49,6	171	32,5	*D*
37	Lhasa	60,1	71	28,7	*C*
38	Resolute Bay	60,1	344	28,7	*C*
39	Windhoek	60,1	184	28,7	*D*
40	Tananarive	61,9	151	28,4	*D*
41	Grahamstown	66,0	174	26,5	*D*
42	Kimberley	66,3	176	26,4	*C*
43	Chengtu	67,1	70	26,2	*C*
44	Kunmin	69,2	74	25,5	*C*
45	Pekin	70,6	54	25,1	*C*
46	Morgantown	73,9	308	24,0	(*C*)
47	Changchun	74,1	46	24,0	*C*
48	Wuhan	74,9	63	23,7	*C*
49	Nankin	77,0	60	23,0	*C*
50	Canton	78,5	70	22,5	*C*
51	Medan	78,5	94	22,5	*C*
52	Caracas	81,6	263	21,5	(*D*)
53	Sopporo	83,3	39	20,9	*D*
54	Nagasaki	83,9	53	20,7	*C*
55	Barbara Heights	92,2	257	19,0	*C*
56	Mt. Hamilton	97,5	330	18,4	*D*
57	Riverview	140,1	103	5,0	*C*

Tabela 9

1961. I. 28; H = 07 : 18 : 16; φ = 39°,3 N; λ = 22°,0 E; h = 89 km

Nr.	Stația	Δ°	α°	i_h°	C sau D
1	Atena	1,8	132	−75,9	D
2	Sofia	3,5	16	−89,4	C
3	București	5,9	30	83,9	C
4	Ljubljana	8,7	323	78,4	D
5	Iași	8,9	25	78,0	C
6	Viena	9,9	337	76,3	C
7	Pruhonice	11,8	336	73,0	C
8	Bensberg	15,6	323	66,3	C
9	Paris	16,9	311	63,3	D
10	Tamanrasset	21,6	225	46,0	C
11	Resolute Bay	59,1	344	30,0	D
12	Ottawa	68,1	311	26,7	C
13	Hungry Horse	84,4	331	21,3	D
14	Strasbourg	13,9	317	69,3	D
15	College	76,0	356	26,6	D

Tabela 10

1962. VII. 6; H = 09 : 16 : 19; φ = 38°,0 N; λ = 20°,3 E; h = 30 km; M = 5,7

Nr.	Stația	Δ°	α°	i_h°	C sau D
1	Atena	2,7	105	86,5	D
2	Roma	7,0	304	78,4	D
3	Zagreb	8,4	337	75,9	C
4	Bratislava	10,4	348	72,5	C
5	Karlsruhe	13,9	325	66,9	C
6	Bensberg	15,6	327	64,2	C
7	Soci	15,8	62	63,8	C
8	Göteborg	20,5	347	47,2	C
9	Moscova	21,2	27	45,6	C
10	Upsala	21,6	356	45,0	C
11	Durham	22,4	325	43,9	C
12	Pulkovo	22,5	13	43,7	C
13	Nurmijaervi	22,7	5	43,6	C
14	Viborg	23,2	10	43,1	C
15	Umea	25,8	360	41,2	C
16	Skalstugan	26,1	352	40,9	C
17	Kajaani	26,4	7	40,7	C
18	Apatiti	30,5	10	38,4	C
19	Sverdlovsk	32,6	41	37,6	D
20	Addis Abeba	33,1	145	37,4	C
21	Lvov	40,6	4	35,1	C
22	Ticsi	60,6	20	28,5	C
23	Tananarive	62,0	150	28,0	C
24	Changalane	63,3	168	27,5	C
25	Yakoutsk	65,7	29	26,7	C
26	Yujno-Sahalinsk	81,0	36	21,6	C
27	Penticton	86,1	337	20,1	C
28	Matsushiro	86,2	46	20,1	D
29	Mt. Hamilton	97,2	330	18,5	D

Tabela 11

1962. VIII. 28; H = 10 : 59 : 55; φ = 37°,7 N; λ = 23°,0 E; h = 120 km; M = 6,5

Nr.	Staţia	Δ°	α°	i_h°	C sau D
1	Atena	0,7	54,0	−25,3	C
2	Sofia	4,8	30,9	−89,6	C
3	Istanbul	5,7	54,1	88,0	D
4	Bucureşti	6,9	18,8	84,2	D
5	Cîmpulung	7,5	11,1	82,8	D
6	Roma	9,0	299,0	79,5	D
7	Bacău	9,2	17,1	79,1	D
8	Zagreb	9,5	328,7	78,4	D
9	Iaşi	9,9	18,5	77,6	D
10	Budapesta	10,0	344,4	77,5	D
11	Triest	10,4	320,3	76,7	D
12	Prato	10,8	307,1	76,0	D
13	Ksara	10,9	137,0	75,5	C
14	Simferopol	10,9	46,0	75,6	D
15	Bratislava	11,2	339,0	75,3	D
16	Viena	11,6	337,0	74,6	D
17	Chorzov	12,7	348,2	72,7	C
18	Pruhonice	13,6	336,0	71,3	D
19	Ravensburg	13,9	320,0	70,6	D
20	Varşovia	14,4	355,1	69,6	D
21	Messtteten	14,5	320,0	69,5	D
22	Tübingen	14,7	321,0	69,1	D
23	Stuttgart	14,7	322,0	69,1	D
24	Collm	15,1	335,3	68,4	D
25	Karlsruhe	15,3	321,0	68,3	C
26	Jena	15,3	331,7	68,0	D
27	Strasbourg	15,4	317,4	67,8	D
28	Cl. Ferrand	16,7	304,2	64,4	D
29	Erevan	16,8	76,0	64,3	C
30	Tbilisi	17,1	71,0	62,5	C
31	Bensberg	17,3	324,0	62,3	D
32	Kirovobad	18,3	74,0	55,1	C
33	Goris	18,3	77,6	55,1	D
34	Witteween	18,7	327,9	53,1	D
35	De Bilt	18,9	324,3	52.2	D
36	Mahatcikala	19,3	67,0	50,6	C
37	Copenhaga	19,4	342,0	50,3	D
39	Moscova	20,5	24,0	48,1	C
39	Toledo	21,1	297,9	48,7	C
40	Jersey	21,3	310,0	48,4	C
41	Kew	21,3	317,0	47,0	D
42	Malaga	21,8	264,0	46,5	D
43	Pulkovo	22,4	9,8	45,9	D, DD, CC
44	Durham	23,7	323,0	45,2	C
45	Serra do Pilar	24,5	287,5	44,2	D
46	Lisabona	25,2	281,9	43,7	C

Tabela 11 (continuare)

Nr.	Stația	$\Delta°$	$\alpha°$	$i_h°$	*C* sau *D*
47	Aberdeen	25,3	328,0	43,2	*D*
48	Shiraz	25,8	25,7	43,1	*C*
49	Kizil-Harvat	26,0	77,0	43,1	*C*
50	Sodankylä	29,7	3,0	40,7	*C, cC*
51	Apatiti	30,8	8,0	40,4	*C*
52	Sverdlovsk	31,3	40,0	40,2	*D*
53	Taşkent	35,5	70,0	38,6	*C*
54	Dusambe	35,7	74,0	38,5	*C*
55	Quetta	37,0	88,0	38,1	*C*
56	Reykjavik	37,3	329,4	38,0	*C*
57	Alma-ata-2	41,0	65,0	37,0	*D*
58	Morgantown	43,8	116,0	36,2	*C*
59	Keiss	44,0	7,0	36,1	*C*
60	S. Nord	46,0	352,0	35,6	*C*
61	Alert	52,0	350,4	33,3	*C*
62	Irkuţk	56,5	47,0	31,6	*C*
63	Ulan-Bator	59,4	42,0	30,4	*C*
64	Scherferville	59,9	318,0	30,2	*C*
65	Resolute	60,5	344,0	30,0	*C*
66	Tananarive	60,5	153,0	30,0	*C*
67	Halifax	63,5	307,0	28,9	*C*
68	Mould-Bay	63,6	333,0	28,8	*C*
69	Iakuţk	64,8	29,0	28,4	*C*
70	Kimberley	65,8	179,0	28,0	*C*
71	Montreal	68,3	294,5	27,1	*C*
72	Weston	68,5	307,4	27,1	*C*
73	State College	73,4	308,9	25,4	*C*
74	Magadan	73,8	24,0	25,2	*C*
75	Washington	74,0	307,0	25,2	*D*
76	London Ont	74,1	312,4	25,2	*D*
77	College	77,3	356,0	24,0	*C*
78	Hong Kong	77,5	72,2	24,0	*C*
79	Bloomington	79,6	311,9	23,3	*C*
80	Dubuque	79,8	316,5	23,2	*C*
81	Saint Louis	82,0	313,4	22,4	*C*
82	Sitka	83,1	348,4	21,9	*D*
83	Caracas	83,6	262,0	21,9	*C*
84	Rolla	83,6	313,8	21,9	*C*
85	Banff	84,1	335,0	21,8	*C*
86	Penticton	87,0	336,0	21,0	*C*
87	Tangerang	88,7	230,0	20,6	*C*
88	Victoria	88,9	338,4	20,5	*C*
89	Djakarta	88,9	98,6	20,5	*C*
90	Lembang	89,8	99,0	20,4	*C*
91	Longmire	90,0	336,7	20,3	*C*
92	Mt. Hamilton	92,5	208,0	19,9	*C*
93	Eureka	94,2	329,4	19,2	*C*
94	Shasta	95,6	336,0	19,6	*C*
95	Colistoga	97,5	333,5	19,4	*C*
96	Berkeley	98,0	332,9	19,4	*C*
97	Priest	99,0	331,0	19,3	*C*
98	Mundaring	111,1	115,0	8,3	*D'*
99	Adelaide	129,0	108,0	8,1	*C'*
100	Koumac	142,3	106,0	7,4	*D'*
101	Port Villa	143,6	114,0	7,3	*C'*
102	Noumea	145,0	106,0	7,2	*C'*
103	Bogotá	92,8	277,8	19,9	*C*

acționează orizontal și mai mult sau mai puțin perpendicular pe direcția zonei seismice asociată curburii arcului carpatic. Aceste rezultate se pot urmări bine în lucrările de sinteză ale lui Constantinescu și Enescu (1964) și Radu și Purcaru (1964).

În regiunea Mediteranei Orientale, cutremurele adînci sînt caracterizate prin același mecanism focal ca și cele din regiunea Vrancea (tip V_p).

Cutremurele normale din regiunea Vrancea sînt de tip V_l și V_p ($V_l > V_p$), iar cele din regiunea Mediteranei de tip V_l și H_l.

Tabela 12

1948. VI. 29; H = 16 : 06 : 19; φ = 41°,5 N; λ = 47°,0 E; h = 70 km; M = 6,0

Nr.	Stația	$\Delta°$	$\alpha°$	$i_h°$	C sau D
1	Ksara	11,7	232	72,2	*D*
2	Helwan	17,2	233	62,3	*C*
3	Varșovia	20,6	311	47,1	*C*
4	Praga	24,1	303	43,0	*C*
5	Potsdam	25,4	308	42,0	*C*
6	Upsala	25,8	326	41,8	*C*
7	Bologna	26,1	289	41,5	*C*
8	Salo	26,6	291	41,2	*C*
9	Stuttgart	27,4	299	40,7	*C*
10	Zürich	27,9	296	40,3	*C*
11	De Bilt	30,1	306	39,3	*C*
12	Granada	38,9	282	36,2	*D*
13	Tamanrasset	39,3	255	36,1	*D*
14	Lisabona	42,4	286	35,3	*D*
15	Scoresby Sund	44,6	334	34,7	*C*
16	Cleveland	85,2	324	20,7	*C*
17	Tinemaha	101,1	348	18,6	*C*
18	Tucson	103,8	341	18,5	*C*
19	Palomar	104,0	346	18,5	*C*
20	București	15,6	288	67,5	*D*

În regiunea Mării Tireniene, în mantaua superioară, predomină cutremurele de tipul falierii normale (V_l). În această regiune tensiunile de dilatare T au acționat orizontal. Astfel starea materialului mantalei superioare în regiunea Mării Tireniene pare să difere de cea din regiunile Vrancea și Mediterana Orientală, unde materialul mantalei superioare, se găsește într-o stare de compresiune orizontală.

b) În cazul celor trei zone seismice studiate — zone care aparțin centurii alpino-mediteraneene — predomină mișcările de faliere inversă și normală în mantaua superioară.

c) Comparînd rezultatele obținute de noi cu acelea obținute pentru regiunea seismică Hindu-Kuș, unde cutremurele adînci aparțin tipului V_p — faliere inversă, se confirmă concluzia lui Ritsema (1964), care afirmă că numărul cutremurelor de tip transcurent descrește cu creșterea adîncimii. O situație similară a fost deja arătată și pentru cutremurele adînci din regiunile seismice ale Japoniei, Indoneziei și Americii de Sud (Ritsema, 1964, 1965).

Tabela 13

1961. IX. 18; H = 11 : 01 : 04; φ = 41°,1 N; λ = 50°,3 E; h = 53 km.

Nr.	Stația	Δ°	α°	i_h°	C sau D
1	Teheran	5,37	169,38	83,0	*C*
2	Samarkand	12,60	96,20	70,2	*C*
3	Ksara	13,42	242,13	68,9	*C*
4	Ierusalim	15,15	237,18	66,2	*C*
5	Namangan	16,22	83,11	64,3	*C*
6	Andijan	16,78	83,65	62,9	*C*
7	Quetta	17,38	123,22	61,2	*D*
8	București	17,99	289,09	59,3	*C*
9	Frunze	18,26	76,25	57,9	*C*
10	Helwan	18,92	239,81	54,1	*C*
11	Lvov	20,25	304,49	47,9	*D*
12	Atena	20,61	270,12	47,1	*D*
13	Bratislava	24,45	298,11	42,8	*C*
14	Viena	24,95	298,21	42,4	*D*
15	Nurmijaervi	25,02	329,74	42,3	*D*
16	Zagreb	25,16	292,45	42,2	*D*
17	Ljubljana	26,16	293,04	41,5	*D*
18	Pruhonice	26,30	301,97	41,4	*D*
19	Upsala	27,56	324,09	40,7	*D*
20	Sodankylä	29,37	341,64	39,7	*D*
21	Göteborg	29,42	317,49	39,6	*D*
22	Kiruna	31,31	338,77	38,8	*D*
23	Skalstugan	31,56	328,35	38,7	*D*
24	Almeria	40,63	281,82	35,7	*C*
25	Toledo	40,70	286,84	35,7	*D*
26	Tananarive	59,40	182,70	29,4	*D*
27	M'Bour	63,90	263,27	27,7	*C*
28	Matsushiro	65,88	61,86	27,0	*D*
29	Windhoek	71,33	211,73	25,2	*C*
30	Kimberley	72,90	202,90	24,7	*C*
31	Halifax	76,09	317,69	23,7	*D*
32	Shawinigan Falls	79,70	323,85	22,5	*D*
33	Ottawa	81,27	324,73	21,9	*D*
34	Dubuque	89,62	332,17	19,7	*D*
35	Bloomington	90,92	327,77	19,5	*D*
36	Cape Girardeau	93,73	328,89	19,1	*D*
37	Rolla	94,09	330,81	19,0	*D*

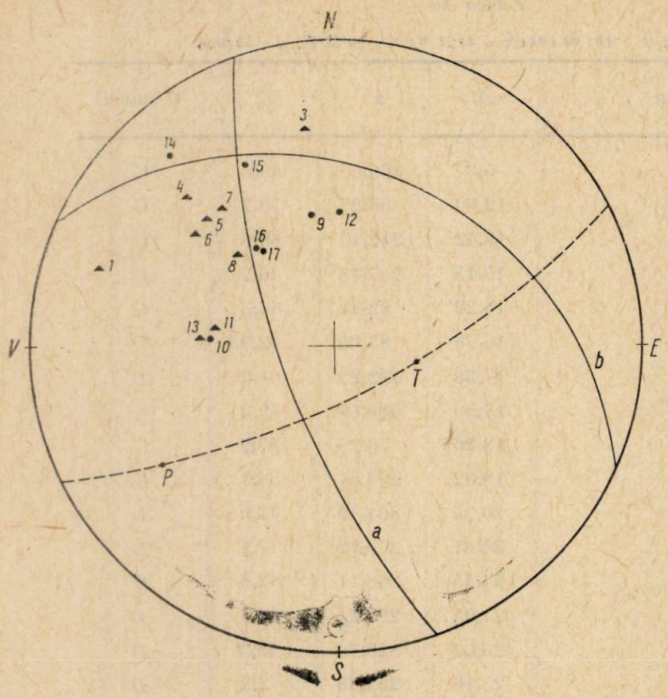


Fig. 1. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1947.VI.4, $H = 00 : 29 : 35$; $\varphi = 40°,0$N; $\lambda = 24°,0$ E; $h = 80$ km; $M = 6,0$.

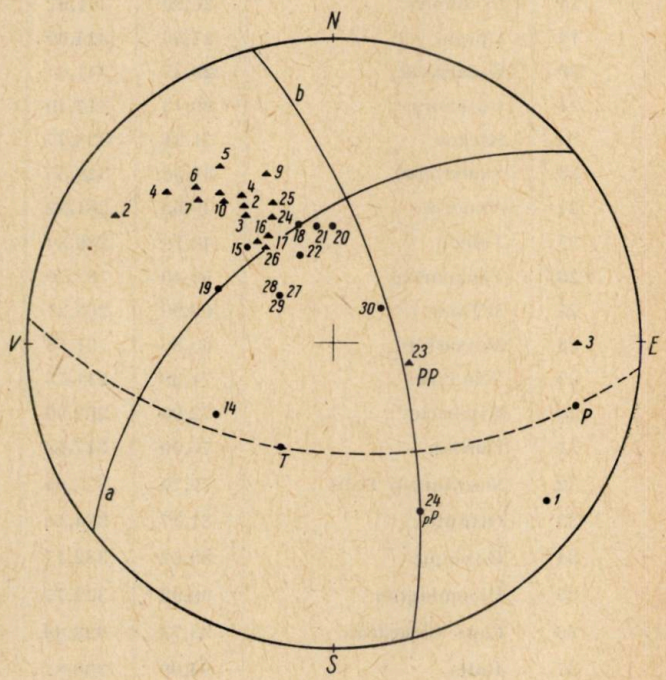


Fig. 2. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1948. VII. 24, $H = 06 : 03 : 05$; $\varphi = 35°,2$ N; $\lambda = 24°,4$ E; $h = 100$ km; $M = 6,5$.

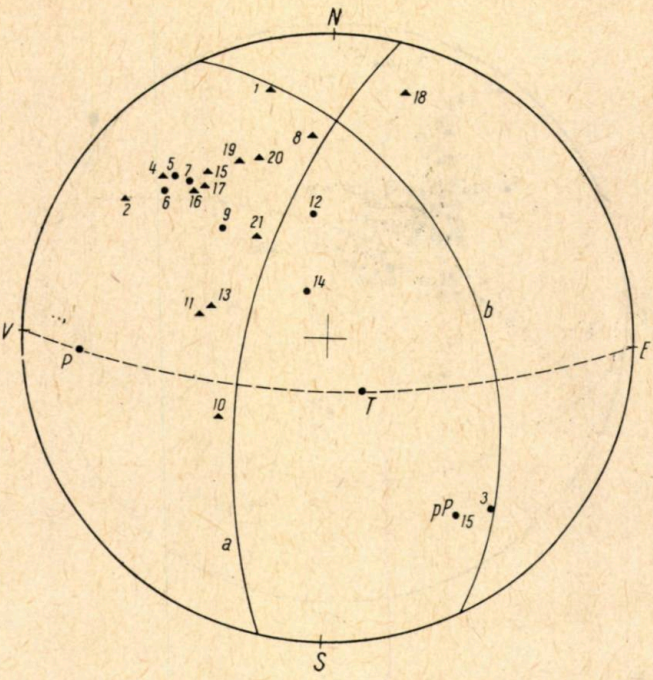


Fig. 3. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1948. IX. 11, H = = 08 :52 :32 ; φ = 37°,0 N ; λ = 23°,0 E ; h = 110 km ; M = 6,5.

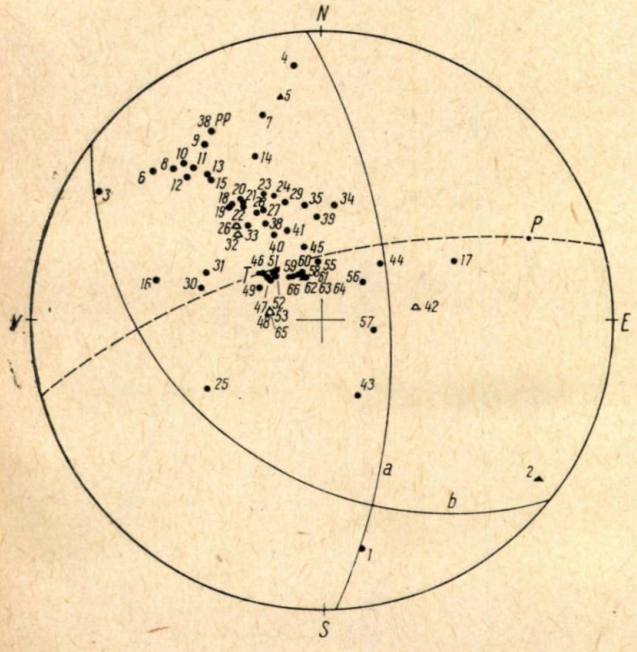


Fig. 4. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1952. XII. 17, H = = 23 : 03 : 57 ; φ = 3 4°,4 N ; λ = 24°,5 E ; h = i ; M = $6^3/_4$.

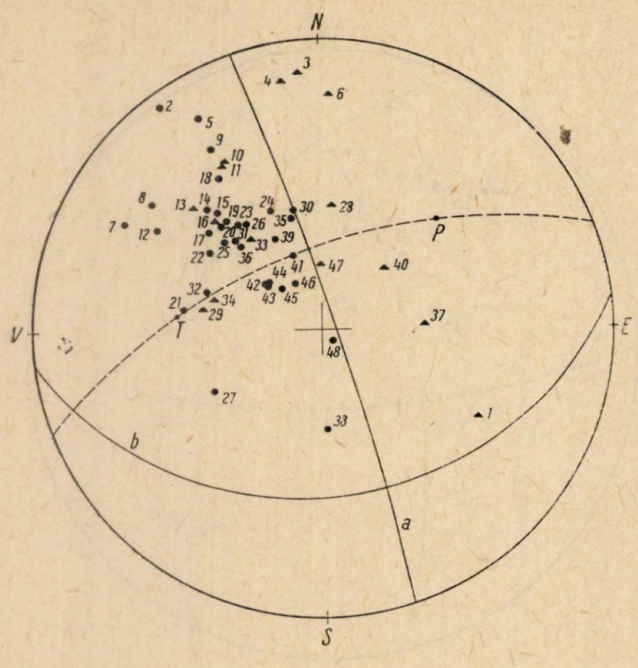


Fig. 5. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1958.V.27, $H = 18:27:42$; $\varphi = 36°,7$ N; $\lambda = 26°,5$ E; $h = 150$ km; $M = 6,0$.

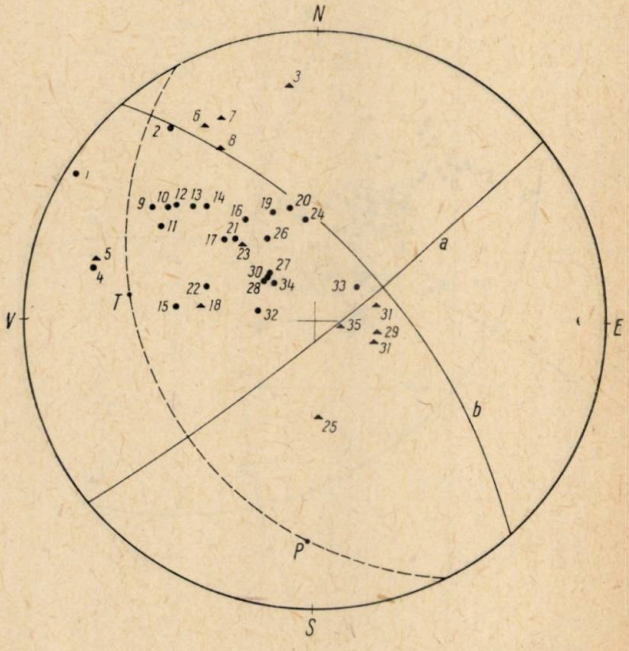


Fig. 6. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1958.VI.30; $H = 08:42:41$; $\varphi = 36°,5$ N; $\lambda = 27°,0$ E; $h = 60$ km; $M = 6,75$.

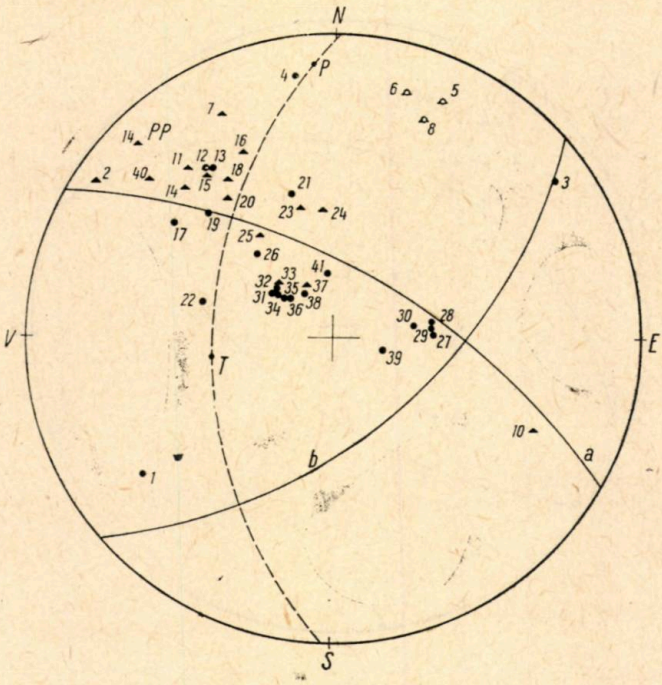


Fig. 7. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1958. XI. 15, $H = 05 : 42 : 42$; $\varphi = 37°,7$ N ; $\lambda = 22°,0$ E ; $h = 100$ km ; $M = 6,2$.

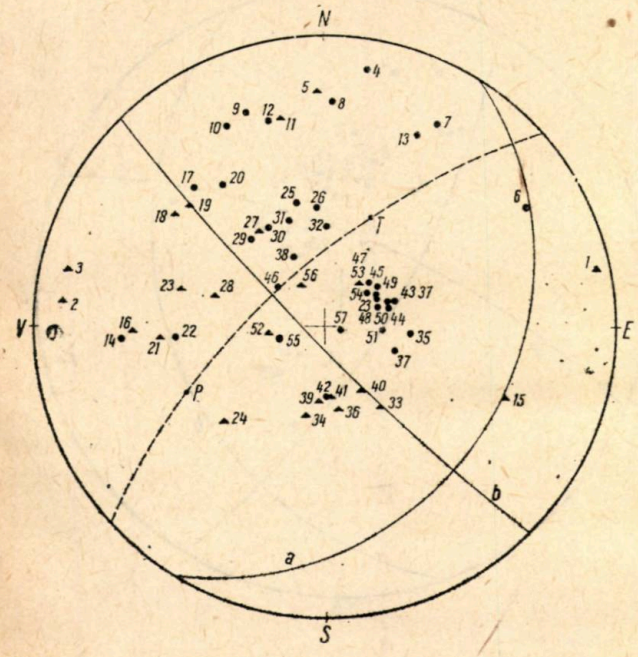


Fig. 8. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1959. XI. 15, $H = 07 : 08 : 41$; $\varphi = 37°,8$ N ; $\lambda = 20°,5$ E ; $h = n$; $M = 5,4$.

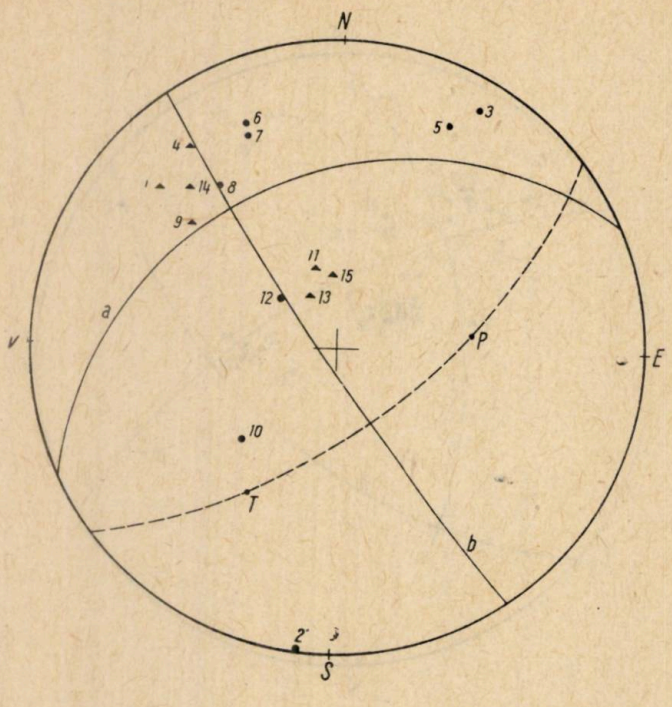


Fig. 9. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1961. I. 28, H = = 07 :18 :16 ; φ = 39°,3 N ; λ = 22°,0 E ; h = 89 km.

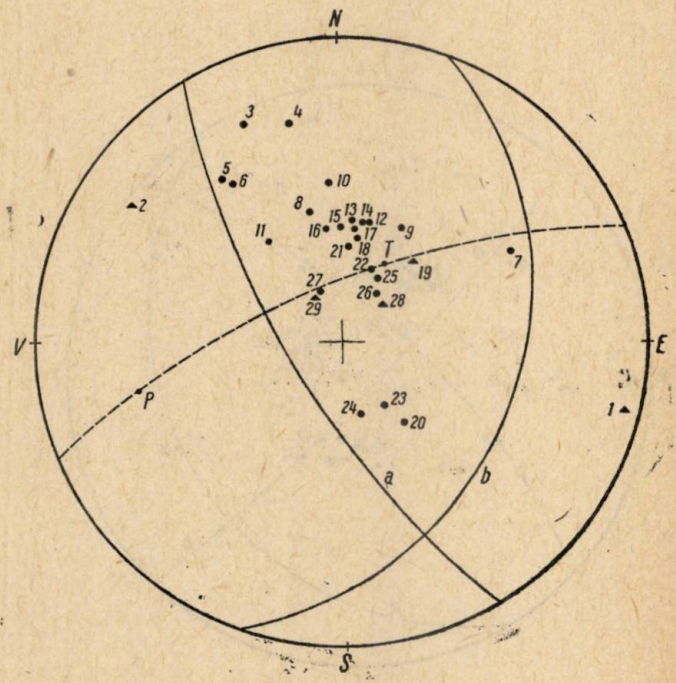


Fig. 10. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1962. VII. 6, H = 09 : 16 : 19 ; φ = 38°,0 N ; λ = 20°,3 E ; h = 30 km ; M = 5,7.

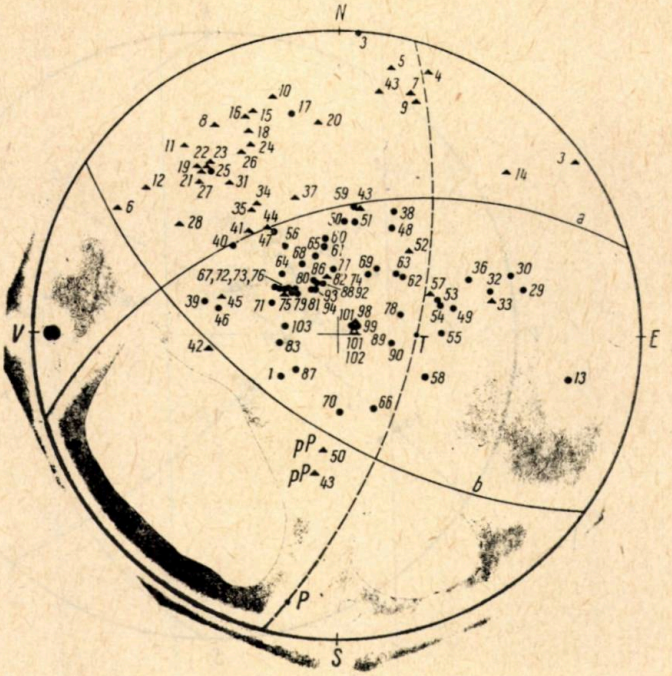


Fig. 11. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1962. VIII. 28; H = = 10 : 59 : 55; φ = 37°,7 N; λ = 23°,0 E; h = 120 km; M = 6,5.

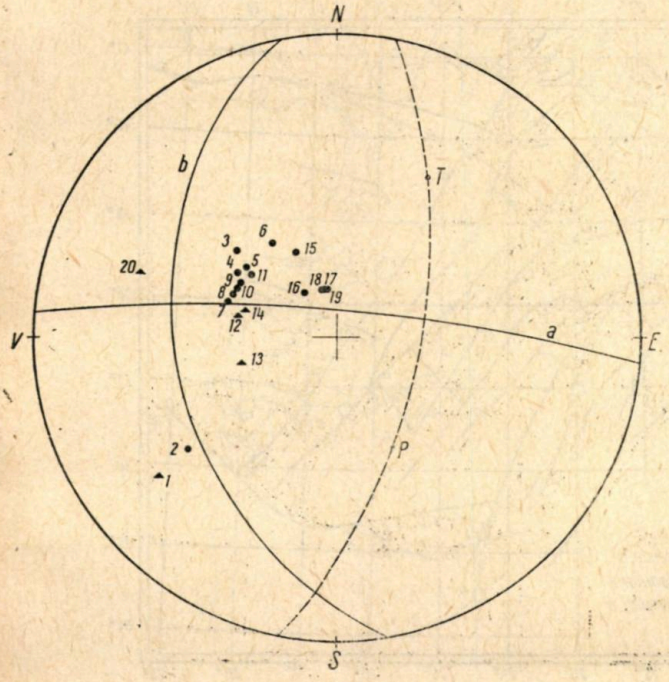


Fig. 12. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1948. VI. 29; H = = 16 : 06 : 19; φ = 41°, 5 N; λ = 47°,0 E; h = 70 km; M = 6,0.

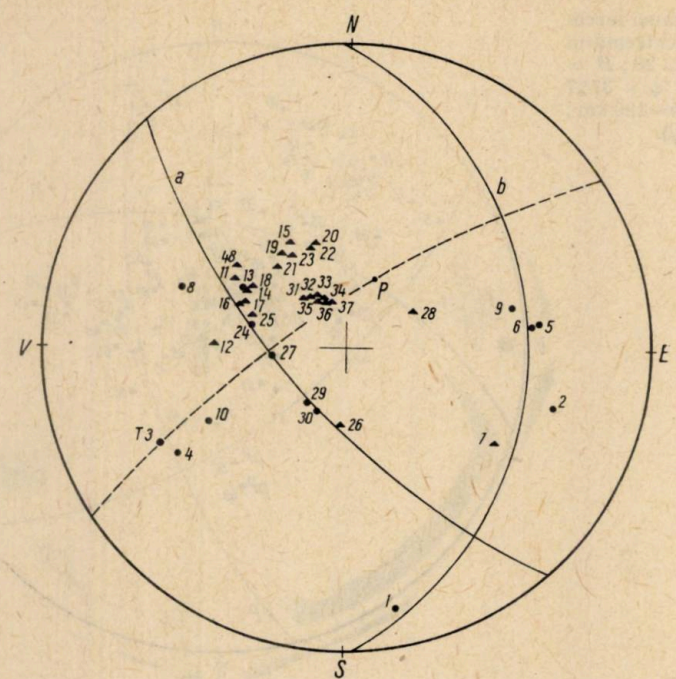


Fig. 13. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1961.IX.18 ; $H = 11 : 01 : 04$; $\varphi = 41°,1$ N ; $\lambda = 50°$, 3 E ; $h = 53$ km.

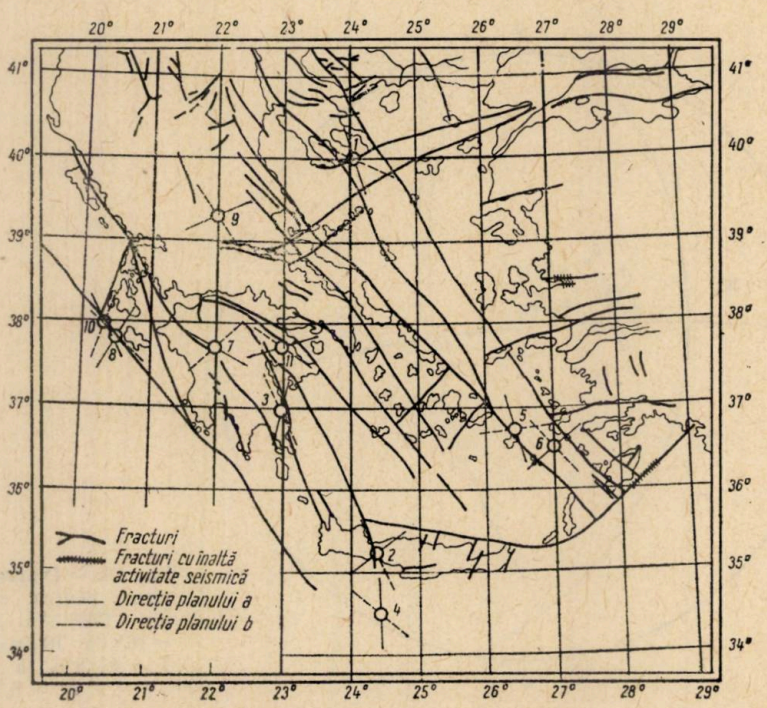


Fig. 14. — Direcțiile planelor de faliere pentru cutremurele din regiunea Mediteranei Orientale.

Fig. 15. — Componenta orizontală a vectorilor nuli pentru cutremurele din regiunea Mediteranei Orientale.

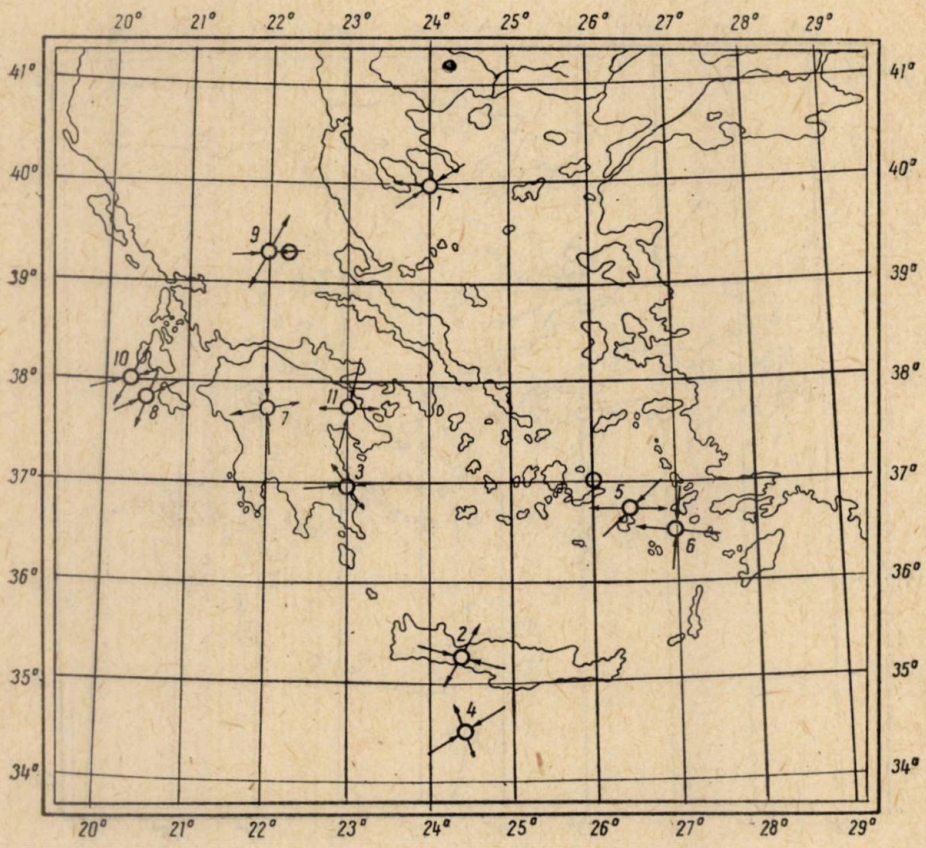


Fig. 16. — Componentele orizontale ale tensiunilor de comprimare *P* și dilatare *T* pentru cutremurele din regiunea Mediteranei Orientale.

Tabela 14

Nr. crt.	Cutremurul: Data	Timpul h m s	φ°_N	λ°_E	h km	M	Planul *a*: Direcţia	Direcţia Înclinării	Înclinarea	Vectorul de mişcare: Direcţia	Înclinarea	Unghiul de alunecare	Planul *b*: Direcţia	Direcţia Înclinării	Înclinarea	Vectorul de mişcare: Direcţia	Înclinarea	Unghiul de alunecare	Soluţie dextrală	Soluţie sinistrală	Planul de acţiune: Direcţia	Direcţia Înclinării	Înclinarea	Tensiunile *P*: Direcţia	*P*: Înclinarea	*T*: Direcţia	*T*: Înclinarea	„Vectorul nul": Direcţia	„Vectorul nul": Înclinarea	Clasificarea 1	Clasificarea 2
1	1947.VI.4	00 : 29 : 35	40,0	24,0	80	6	N19V	S71V	70	S24V	62	72	N66V	N24E	28	N71E	20	48	*a*	*b*	N64E	S26E	71	S56V	22	S81E	60	N26V	19	V_p	*P*
2	1948.VII.24	06 : 03 : 05	35,2	24,4	100	6,5	N52E	N38V	48	S75V	23	32	N15V	N75E	67	S38V	42	48	*a*	*b*	N85V	S5V	51	S76E	12	S28V	49	N5E	39	V_p	*P*
3	1948.IX.11	08 : 52 : 32	37,0	23,0	110	6,5	N12E	N78V	60	S63V	53	68	N27V	N63E	37	S78V	30	57	*a*	*b*	N89V	S1V	70	S86V	13	S33E	67	N1E	20	V_p	*P*
4	1952.XII.17	23 : 03 : 57	34,4	24,5	161	$6^3/_4$	N3V	N87E	64	N38E	54	62	N52V	S38V	36	S87V	26	48	*a*	*b*	N75E	N15V	68	N68E	15	N52V	61	S15E	22	V_p	*P*
5	1958.V.27	18 : 27 : 42	36,7	26,5	150	6	N18V	N72E	84	N7V	60	60	N83E	S7E	30	S72V	6	12	*a*	*b*	N69E	N21V	60	N47E	33	N85V	38	S21E	30	V_p	*P*
6	1958.VI.30	08 : 42 : 41	36,5	27,0	60	6,75	N51E	S39E	84	S48E	28	29	N42V	N48E	62	N39V	6	6	*b*	*a*	N28V	S62V	30	S2V	15	N82V	25	N62E	60	H_p	*P*
7	1958.XI.15	05 : 42 : 42	37,7	22,0	i	6,2	N62V	N28E	64	N42V	36	40	N48E	S42E	54	S28E	26	32	*a*	*b*	N1E	N89V	47	N4V	6	S80V	47	S89E	43	V_p	*P*
8	1961.I.28	07 : 18 : 16	39,3	22,0	89		N65E	N25V	30	N55E	6	11	N35V	S55V	84	S25E	60	60	*a*	*b*	N52E	S38E	60	N84E	42	S30V	33	N38V	30	V_t	*T*
9	1962.VIII.28	10 : 59 : 55	37,7	23,0	120	6,5	N73E	N17V	46	N34E	13	50	N56V	S34V	77	S17E	44	56	*b*	*a*	N14E	S76E	61	S11V	7	N90E	61	N76V	28	V_p	*P*
													CASPICA — CAUCAZ																			
1	1948.VI.29	16 : 06 : 19	41,5	47,0	70	6	N85V	N5E	80	N78E	56	58	N11V	S80V	34	S5V	10	18	*a*	*b*	N11E	S79E	60	S26E	46	N29E	28	N79V	30	V_t	*T*
2	1961.IX.18	11 : 91 : 04	41,1	50,3	53		N42V	S48V	68	S88V	62	72	N2V	N88E	28	N48E	22	54	*a*	*b*	N56E	N34V	74	N21E	63	S62E	20	S34E	16	V_t	*T*

Tabela 15

Nr. crt.	Cutremurul: Data	Timpul h m s	φ°_N	λ°_E	h km	M	Planul *a*: Direcţia	Direcţia Înclinării	Înclinarea	Vectorul de mişcare: Direcţia	Înclinarea	Unghiul de alunecare	Planul *b*: Direcţia	Direcţia Înclinării	Înclinarea	Vectorul de mişcare: Direcţia	Înclinarea	Unghiul de alunecare	Soluţia dextrală	Soluţia sinistrală	Planul de acţiune: Direcţia	Direcţia Înclinării	Înclinarea	Tensiunile *P*: Direcţia	*P*: Înclinarea	*T*: Direcţia	*T*: Înclinarea	„Vectorul nul": Direcţia	„Vectorul nul": Înclinarea	Clasificarea 1	Clasificarea 2	Sursa
1	1949.VII.23	15 : 03	38,6	26,3	*n*		N58E	N5V	60	N61E	35	42	N30V	S60V	55	S5E	30	39	*a*	*b*	N20E	S70E	50	S60E	50	N25E	5	N70V	40	V_t, H_t	*T*	[14]
2	1953.VIII.9	07 : 41 : 05	38,1	20,8	*n*	5,5	N89E	N1V	76	N85E	17	17	N5V	S85V	73	S1E	14	15	*a*	*b*	N35E	S55E	22	S48E	22	N41E	3	N55V	68	H_t	*T*	[3], [13]
3	1953.VIII.11	03 : 32	38,1	20,8	*n*		S85E	S5V	80	S70V	55	70	N20V	N70E	35	N5E	10	29	*b*	*a*	N10E	N80E	60	S25V	25	S30E	50	S80E	30	V_p	*P*	[3], [13]
4	1953.VIII.12	06 : 08 : 03	38,1	20,8	*n*	5,5	N32E	N58V	69	S34V	6	6	N56V	N34E	84	S58E	21	21	*b*	*a*	N48E	S42E	22	S10E	19	N76E	10	N42V	68	H_t	*T*	[3], [13]
5	1953.VIII.12	09 : 23 : 55	38,1	20,8	*n*	7,2	N62E	N28V	71	N59E	12	13	N31V	S59V	78	S28E	19	19	*a*	*b*	N28E	S62E	22	S76E	22	S16V	5	N62V	68	H_t	*T*	[3], [13]
6	1953.VIII.12	12 : 05 : 22	38,1	20,8	*n*	6,1	N46E	N44V	72	N39E	24	25	N51V	S39V	66	S44E	18	19	*a*	*b*	N10V	N80E	30	N90E	30	N4V	4	S80V	60	H_t	*T*	[3], [13]
7	1953.VIII.12	13 : 39 : 23	38,1	20,8	*n*	5,5	N0E	N90V	75	S2V	6	6	N88V	N2E	84	N90E	15	15	*b*	*a*	N23E	S67E	17	S43E	16	N46E	7	N67V	73	H_t	*T*	[3], [13]
8	1953.VIII.12	14 : 08 : 38	38,1	20,8	*n*	6,1	N89E	N21V	72	N66E	10	10	N24V	S66V	80	S21E	18	18	*a*	*b*	N38E	S52E	20	S69E	19	S23V	5	N52V	70	H_t	*T*	[3], [13]
9	1953.VIII.12	16 : 08 : 32	38,1	20,8	*n*	5,6	N84E	N6V	71	S84V	0	0	N6V	N84E	90	S6E	19	19	*a*	*b*	N84E	S6E	19	S53E	14	S40V	14	N6V	71	H_t, H_p	*T*	[3], [13]
10	1953.VIII.13	03 : 22 : 06	38,1	20,8	*n*	5,5	N58E	N32V	70	S58V	0	0	N32V	N58E	90	S32E	20	20	*a*	*b*	N59E	S31E	20	S80E	14	S14V	14	N31V	70	H_t, H_p	*T*	[3], [13]
11	1954.IV.30	13 : 02 : 37	39,3	22,2	*n*	7,0	N85E	N5V	18	N44E	12	42	N46V	S44V	78	S5E	72	74	*a*	*b*	N41E	S49E	77	N62E	53	S34V	26	N49V	13	V_t	*T*	[4], [13]
12	1955.IV.19	16 : 47 : 16	39,3	23,1	*n*	6,6	N14E	N76V	60	S43V	40	49	N46V	N44E	50	S76E	30	42	*b*	*a*	N80E	S10E	54	S31E	53	S77V	6	N9V	35	V_t	*T*	[4], [13]
13	1955.IV.21	07 : 18 : 18	39,3	23,1	*n*	5,75	N14E	N76V	60	S43V	40	49	N46V	N44E	50	S76E	30	42	*b*	*a*	N80E	S10E	54	S31E	53	S77V	6	N9V	35	V_t	*T*	[4]
14	1955.VII.16	07 : 07 : 08	37,9	27,1	*n*	6,75	N40V	N50V	82	S40V	6	6	N50V	N40E	84	S50E	8	7	*a*	*b*	N85E	S5E	9	N85E	0	S4E	9	N5V	81	H_p	*P*	[4]
15	1956.VII.9	03 : 11 : 39	37,0	26,0	*n*	7,8	N43E	N47V	72	N28E	35	38	N62V	S28V	55	S47E	18	23	*a*	*b*	N25V	N65E	42	N86E	40	N12V	11	S65V	48	H_t	*T*	[5]
16	1957.III.8	12 : 14 : 14	39,5	22,8	*n*	6,8	N14E	N76V	60	S43V	40	49	N46V	N44E	50	S76E	30	42	*b*	*a*	N80E	S10E	54	S31E	53	S77V	6	N9V	35	V_t	*T*	[8]
17	1957.III.8	12 : 21 : 14	39,5	22,8	*n*	7,0	N14E	N76V	60	S43V	40	49	N46V	N44E	50	S76E	30	42	*b*	*a*	N80E	S10E	54	S31E	53	S77V	6	N9V	35	V_t	*T*	[8]
18	1957.III.8	23 : 35 : 11	39,5	22,8	*n*	6,2	N14E	N76V	60	S43V	40	49	N46V	N44E	50	S76E	30	42	*b*	*a*	N80E	S10E	54	S31E	53	S77V	6	N9V	35	V_t	*T*	[8]
19	1957.IV.24	19 : 10 : 16	36,3	29,1	*n*	6,75	N6V	S83V	74	S64V	72	84	N26V	N64E	18	N83E	16	72	*b*	*a*	N82E	S9E	85	N90E	61	S79V	29	N9V	6	V_t	*T*	[8]
20	1957.IV.25	02 : 25 : 36	36,5	28,9	*n*	7,1	N30E	S30E	80	S42V	40	41	N51V	N42E	50	N30V	10	14	*b*	*a*	N71V	S18E	42	S18E	36	S86V	19	N18E	49	H_t	*T*	[8]
21	1957.V.26	06 : 33 : 43	36,3	29,1	*n*	6,25	N4E	S86E	31	S69V	31	68	N21V	N69E	59	N86V	34	76	*a*	*b*	N77E	S13E	79	N79E	13	S34V	73	N13V	12	V_p	*P*	[8]
22	1959.XI.15	07 : 08 : 41	37,8	20,5	*n*	5,4	N31E	S59E	24	N45E	6	16	N45V	S45V	84	N59V	66	67	*a*	*b*	N48E	N42V	68	S65V	38	N21E	45	S42E	22	V_p	*P*	a.l.*)
23	1962.VII.6	09 : 16 : 19	38,0	20,3	*n*		N30V	S60V	70	N70V	60	67	N20E	S70E	30	N60E	20	44	*b*	*a*	N68E	N22V	69	S78V	22	N28E	59	S22E	21	V_p	*P*	a.l.*)

*) a.l. = această lucrare.

Nr. crt.	Data	Timpul h m s	φ_a	λ_a	δ km	M	Planul a: Vectorul de mișcare: Declinația	Planul a: Vectorul de mișcare: Ascensia dreaptă	Planul a: Vectorul de mișcare: Înclinația	Planul a: Vectorul de mișcare: Longitudinea nodului	Planul a: Vectorul de mișcare: Distanța periheliului	Planul a: Vectorul de mișcare: Argumentul latitudinii	Planul a: Vectorul de mișcare: Distanța periheliului	Planul a: Vectorul de mișcare: Înclinația	Planul a: Vectorul de mișcare: Longitudinea periheliului	Planul b: Vectorul de mișcare: Distanța periheliului	Planul b: Vectorul de mișcare: Înclinația	Planul b: Vectorul de mișcare: Longitudinea periheliului	Planul b: Vectorul de mișcare: Argumentul latitudinii	Planul de acțiune: Distanța periheliului	Planul de acțiune: Înclinația	Traiectoria: A: Distanța	Traiectoria: A: Înclinația	Traiectoria: T: Distanța	Traiectoria: T: Înclinația	Sursele datelor	Sursele elementelor	„Vectorul nul": Distanța	„Vectorul nul": Înclinația	Claritatea: I	Claritatea: 2
1	1964.VI.4	00:28:35	30,0	24,0	30	6	N18V	S21V	70	S54V	62	72	N86V	N24E	28	N71E	20	48	a	8	N64E	S28K	71	S30V	22	S51E	60	N29V	19	V_4	P
2	1948.VII.24	08:02:05	30,2	24,4	100	6,5	S03E	N83V	46	S70V	23	21	N13V	N75E	67	S58V	12	46	a	8	N63V	S27V	15	S26W	12	S28W	46	N3E	20	V_4	P
3	1948.IX.11	08:22:32	30,0	25,0	110	6,5	N42E	N78V	60	S58V	33	64	N27V	N81E	27	S78V	30	37	a	8	N83V	N1V	30	S8eV	13	S23E	67	N1E	20	V_4	P
4	1952.XII.17	23:02:37	29,4	24,5	161	$6\frac{1}{4}$	N5V	N83E	64	N58E	84	62	N32V	S38V	36	S87V	28	48	a	8	N75E	N12V	08	S48V	13	S18E	81	S25E	22	V_4	P
5	1958.V.27	18:27:42	30,7	25,0	140	6	N18V	N73E	84	N7V	60	60	N68E	S21E	30	S72V	6	42	a	8	N90E	N23V	60	S32V	30	S27E	30	S21E	30	V_4	P
6	1958.VI.30	06:12:41	30,3	25,0	60	6,75	N63E	S58E	84	S48E	28	29	N42V	N48E	82	N39V	6	$4\frac{1}{2}$	d	6	N28V	S42V	30	S57V	6	S29V	75	N82E	60	M_4	P
7	1958.XI.15	05:12:12	31,7	25,0	1	0,2	N82V	N58E	64	N42V	36	10	N18E	S18E	84	S28E	26	52	a	8	N8V	N8V	42	N4V	6	S80V	42	S80E	43	V_4	P
8	1961.I.28	07:18:18	30,3	25,0	80	...	N83V	N23V	30	N52E	$4\frac{1}{2}$	11	N82V	S35V	84	S25E	60	60	a	8	N63E	N78V	60	S48V	30	N68E	60	N52E	60	V_4	T
9	1962.VIII.28	10:36:05	32,7	25,0	120	6,5	N73E	N13V	46	N34E	13	20	N58V	S31V	77	S17E	44	58	b	6	N4E	S58E	61	S11V	7	N9E	65	N75V	28	I_4	P
10	1963.I.28	15:14:11	30,3	25,0	58	6,8	N78V	N78V	60	S43V	40	40	N16E	N14E	30	S78E	30	42	b	6	N8E	S31E	31	S27V	6	S9V	35	N3V	30	V_4	T
11	1963.III.8	13:21:14	29,8	25,8	70	7,0	N23V	N75V	60	S43V	40	40	N16E	N11E	30	S78E	30	42	b	6	N8E	S31E	33	S27V	6	N9V	35	V_4	T	V_4	T
12	1963.III.8	23:39:11	29,3	25,3	63	8,3	N42E	S58V	60	S43V	40	40	N16E	N11E	30	S78E	30	42	b	6	N8E	S31E	33	S27V	6	N9V	35	V_4	T	V_4	T
13	1957.IV.24	19:10:16	30,3	29,1	73	8,75	N8V	S83V	74	S84V	73	81	N28V	N6E	18	N33E	16	72	a	6	N3E	S8E	85	S8V	29	N9W	6	N8V	29	V_4	T	V_4	T
14	1957.IV.30	02:25:36	30,3	29,0	80	7,1	N8E	S42V	80	S43V	31	68	N31V	N42E	30	N80V	34	76	a	6	N38E	N3V	80	S58V	31	S18E	36	N5V	49	V_4	T	V_4	T
15	1957.V.26	08:33:43	30,3	29,1	24	8,25	N23E	S58E	31	S50V	31	68	N31V	N42E	30	N80V	34	76	a	6	N38E	N3V	80	S58V	31	S18E	36	N5V	49	V_4	T	V_4	T
16	1957.VI.20	07:08:41	30,3	27,8	24	8,4	N31E	S38E	24	N23E	6	18	N81V	S18V	84	S30E	30	67	a	6	N38E	N23V	84	S38V	24	S18E	46	N24E	72	V_4	P	V_4	P
17	1963.VIII.9	09:16:19	30,3	29,0	70	6,7	N70V	S80V	70	N29E	60	67	N20E	N70E	30	N80E	30	44	a	6	N28E	N22V	80	S57V	24	S22E	46	N22E	72	V_4	P	a.I.*)	

*) a.I. = aceeași înclinare.

Nr. crt.	Data	Timpul h m s	φ_a	λ_a	δ km	M	Planul a: Vectorul de mișcare: Declinația	Planul a: Vectorul de mișcare: Ascensia dreaptă	Planul a: Vectorul de mișcare: Înclinația	Planul a: Vectorul de mișcare: Longitudinea nodului	Planul a: Vectorul de mișcare: Distanța periheliului	Planul a: Vectorul de mișcare: Argumentul latitudinii	Planul a: Vectorul de mișcare: Distanța periheliului	Planul a: Vectorul de mișcare: Înclinația	Planul a: Vectorul de mișcare: Longitudinea periheliului	Planul b: Vectorul de mișcare: Distanța periheliului	Planul b: Vectorul de mișcare: Înclinația	Planul b: Vectorul de mișcare: Longitudinea periheliului	Planul b: Vectorul de mișcare: Argumentul latitudinii	Planul de acțiune: Distanța periheliului	Planul de acțiune: Înclinația	Traiectoria: A: Distanța	Traiectoria: A: Înclinația	Traiectoria: T: Distanța	Traiectoria: T: Înclinația	Sursele datelor	Sursele elementelor	„Vectorul nul": Distanța	„Vectorul nul": Înclinația	Claritatea: I	Claritatea: 2	Sursa
1	1910.VII.29	15:09	28,8	28,3	n		N38E	N5V	60	N61E	55	55E	N30V	S50V	54	N55E	30	39	a	5	N55E	S5E	30	S6eE	28	N52E	5	N10V	10	V_4 M_4	T	[14]
2	1905.VIII.9	07:11:05	29,1	29,8	n	8,5	N88E	N1V	78	N30E	17	51E	N5V	S85V	73	S1E	14	13	a	5	N38E	S8eE	22	S18E	72	N11E	5	N5eV	60	I_4	T	[8], [13]
3	1905.VIII.11	08:32	28,1	29,8	n		S84E	S8V	80	S70V	35	70	N20V	N70E	32	N52E	10	20	a	5	N10E	S2eV	24	S8eE	20	S8eE	30	S25V	30	I_4	T	[8], [13]
4	1905.VIII.13	08:06:03	28,1	29,8	n	8,5	N8E	S34V	69	S	6	6	N20V	N38E	84	S88E	24	24	a	5	N38E	N22E	69	S70V	6	S70eE	10	N42V	65	M_4	T	[8], [13]
5	1905.VIII.13	09:22:38	28,1	29,8	n	7,3	N88E	N30V	72	N30E	72	72	N20V	S32V	74	S58E	18	19	a	5	N10V	N28E	72	S72E	23	S76E	23	S16V	6	M_4	T	[8], [13]
6	1905.VIII.13	12:05:23	28,1	29,8	n	8,1	N48E	N41V	72	N30E	34	32	N18V	S32V	66	S44E	18	19	a	5	N8E	N2V	72	S10E	24	N6E	7	N42V	79	M_4	T	[8], [13]
7	1905.VIII.13	13:39:58	28,1	29,8	n	8,6	N8E	N20V	72	N30E	6	6	N38V	S32V	84	N38E	13	15	a	5	N22E	S22E	20	S20E	16	N6E	7	S22V	5	M_4	T	[8], [13]
8	1905.VIII.13	14:06:34	28,1	29,8	n	8,1	N88E	N52V	80	S48E	80	80	N8V	S60V	80	S48E	18	18	a	5	N38E	N22E	72	S72E	23	S76E	23	S16V	6	M_4	T	[8], [13]
9	1905.VIII.13	16:09:32	28,1	29,8	n	8,6	N48E	N6V	77	S84V	0	0	N6V	N38E	80	S6E	19	18	a	5	N38E	S18E	20	S20E	14	N6V	14	S40V	24	M_4 M_4	T	[8], [13]
10	1905.VIII.13	02:22:06	28,1	29,8	n	8,5	N38E	N32V	70	S38V	0	0	N32V	N38E	80	N32E	20	20	a	5	N38E	S18E	20	S20E	14	S40V	14	N12V	20	M_4 M_4	T	[8], [13]
11	1904.IV.30	13:02:37	29,0	29,2	n	7,9	N38E	N32V	10	N44E	12	12	N42V	S41V	78	S6E	72	74	a	5	N38E	N32V	10	S6eV	26	N24V	12	S12V	12	V_4	T	[4], [13]
12	1905.IV.19	18:47:18	29,3	29,1	n	8,6	N18E	N25V	60	S13V	40	40	N38V	N41E	80	S38E	30	42	a	5	N38E	N25V	60	S13V	40	S40V	6	S25V	6	V_4	T	[4]
13	1905.IV.21	07:18:18	29,3	29,1	n	8,25	N8E	N38V	60	S40V	40	40	N38V	N41E	80	S38E	30	42	a	5	N38E	N25V	60	S13V	40	S40V	6	S25V	6	V_4	T	[4]
14	1905.VII.9	07:07:08	27,0	27,1	n	8,75	N38E	N38V	60	S40V	0	0	N38V	N41E	80	S38E	8	7	a	5	N38E	N38V	80	S40V	0	S6E	6	S40V	81	M_4	P	[4]
15	1905.VII.9	09:44:39	26,0	26,0	n	7,8	N22E	N22V	75	N22E	25	25	N38V	S32V	75	S42E	18	23	a	5	N38E	N22V	75	S42E	18	N12V	15	N38V	15	M_4	T	[8]
16	1957.III.8	13:14:11	29,3	29,8	n	6,8	N18E	N78V	60	S43V	40	40	N16E	N14E	30	S78E	30	42	b	6	N8E	S31E	31	S27V	6	S9V	35	N3V	30	V_4	T	[8]
17	1957.III.8	13:21:14	29,8	29,8	n	7,0	N18E	N78V	60	S43V	40	40	N16E	N11E	30	S78E	30	42	b	6	N8E	S31E	33	S27V	6	N9V	35	V_4	T	V_4	T	[8]
18	1957.III.8	23:39:11	29,3	29,3	n	8,3	N42E	S58V	60	S43V	40	40	N16E	N11E	30	S78E	30	42	b	6	N8E	S31E	33	S27V	6	N9V	35	V_4	T	V_4	T	[8]
19	1957.IV.24	19:10:16	30,3	29,1	n	8,75	N8V	S83V	74	S84V	73	81	N28V	N6E	18	N33E	16	72	a	6	N3E	S8E	85	S8V	29	N9W	6	N8V	29	V_4	T	V_4	T	[8]
20	1957.IV.30	02:25:36	30,3	29,0	n	7,1	N8E	S42V	80	S43V	31	68	N31V	N42E	30	N80V	34	76	a	6	N38E	N3V	80	S58V	31	S18E	36	N5V	49	V_4	T	V_4	T	[8]
21	1957.V.26	08:33:43	30,3	29,1	n	8,25	N23E	S58E	31	S50V	31	68	N31V	N42E	30	N80V	34	76	a	6	N38E	N3V	80	S58V	31	S18E	36	N5V	49	V_4	T	V_4	T	[8]
22	1959.XI.8	07:08:41	27,8	29,3	n	8,4	N31E	S38E	24	N23E	6	18	N81V	S18V	84	S30E	30	67	a	6	N38E	N23V	84	S38V	24	S18E	46	N24E	72	V_4	P	a.I.*)	
23	1963.VII.9	09:16:19	28,0	29,3	n	6,7	N70E	N70V	70	N29E	60	67	N20E	N70E	30	N80E	30	44	a	6	N28E	N22V	80	S57V	24	S22E	46	N22E	72	V_4	P	a.I.*)	

*) a.I. = aceeași înclinare.

d) Trăsăturile predominante ale tensiunilor de comprimare, dilatare și intermediare reflectă trăsăturile principale ale stării de tensiuni (cel mai probabil de compresiune) a materialului din mantaua superioară, trăsături care pot explica diferitele tipuri de mișcări în focarele cutremurelor adînci.

Primită la redacție la 15 ianuarie 1967.

BIBLIOGRAFIE

1. Cebanenko, I.I., *Osnovnie zakonomernosti razlomnoi tectoniki zemnoi kori i ee problemi.* Izd. A. N. Ukr. SSR, Kiev, 1963.
2. Galanopoulos A. G., *On Mapping of Seismic Activity in Greece*, Ann. Geophys., **16**, *1*, 37—100 (1963).
3. Hodgson J. H., Cock J. I., *Direction of Faulting in the Greek Earthquakes of August 9—13*, Publ. Dom. Obs., Ottawa, **18**, *8*, 149—167 (1956).
4. Hodgson J. H., Cock J. I., *Direction of Faulting in Some of the Larger Earthquakes of 1954—1955.* Publ. Dom. Obs., Ottawa, **19**, *6*, 223—258 (1958).
5. Hodgson J. H., Cock J. I., *Direction of Faulting in some of the Larger Earthquakes of 1955—1956.* Publ. Dom. Obs., Ottawa, **19**, *8*, 281 (1958).
6. Constantinescu Liviu, Enescu D., *Fault-Plane Solutions for Some Roumanian Earthquakes and Their Seismotectonic Implications*, J. Geophys. Res. **69**, *4*, 667—674 (1964).
7. Constantinescu Liviu, Ruprechtová L., Enescu D., *Mediterranean-Alpine Earthquake Mechanisms and Their Seismotectonic Implications.* Geophys. J.,R. Astr. Soc. **10**, 347—368 (1966).
8. Papazachos B., *Mecanismul unor cutremure din Grecia.* Atena, 1962 (în l. greacă).
9. Petrescu G., Peterschmitt E., Radu C., Purcaru G., Lascu St., *Soluțiile planului de falie și starea de tensiuni în focarele cutremurelor adînci din Europa.* I. St. cerc. geol. geofiz., geogr., seria geofizică, **4**, *1*, 7—18 (1966).
10. Radu C., Purcaru G., *Considerations Upon Intermediate Earthquake-Generating Stress Systems in Vrancea*, Bull. Seism. Soc. Am., **54**, *1*, 79—85 (1964).
11. Ritsema A. R., *Some Reliable Fault Plane Solutions*, Pure and Appl. Geophys., **59**, 176—192 (1964).
12. Ritsema A. R., *The Fault-Plane Solutions of Earthquakes of the Hindu-Kush Centre*, Tectonophysics, **3**, *2*, 147—163 (1966).
13. Schäffner H. J., *Die Grundlagen und Auswerteverfahren zur seismischen Bestimmung von Erdbebenmechanismen*, Freiberger Forschung. C 63, Akad. Verlag, Berlin, 1959.
14. Șirokova, H. I., *O napriajeniah, deistvuiușcih v ociagah zemletriasenii severo-zapadnoi, ciasti aziatskosredizemnomorskogo seismiceskogo poiasa*, Biull. Sov. Seismol., **15**, 72—80, (1963).

CORELĂRI SEISMOTECTONICE PE TERITORIUL REGIUNII ARGEȘ

DE

ALEXANDRU BERA

Stația seismică Cîmpulung-Muscel, Strada Negru-Vodă, nr. 66, Reg. Argeș

I. INTRODUCERE

Studiul seismicității regiunii Argeș prezintă un deosebit interes, mai ales că, în nordul regiunii, în cheile Argeșului, apele rîului au fost zăgăzuite de barajul Vidraru (1966. III. 15).

Seismicitatea regiunii Argeș este determinată de cutremure ale căror epicentre se pot grupa în trei categorii:

1. Cutremure cu epicentrul în afara regiunii, dar pe teritoriul Republicii Socialiste România.

2. Cutremure cu epicentrul în afara granițelor Republicii Socialiste România — cutremurele din Peninsula Balcanică (Șabla, Tîrnovo — R. P. Bulgaria; Macedonia, Valea Moraviei — R.S.F. Iugoslavia).

3. Cutremure cu epicentrul pe teritoriul regiunii Argeș (Brezoi, Titești, Aref, Șuici, Călimănești-Govora, Cîmpulung-Muscel, Rucăr, Strihărești și Șerbănești).

Menționăm că cutremurele din grupa 3 au fost denumite (Atanasiu, 1961) cutremure făgărășene, denumire legată, probabil, de Depresiunea Loviștea, situată în sudul masivului Făgăraș. Deoarece pe teritoriul regiunii Argeș există o serie de epicentre care nu sînt legate de tectonica Munților Făgăraș, considerăm că este mai proprie denumirea de *cutremure argeșene*, noțiune pe care o vom folosi în continuare.

Tectonic, teritoriul în care este cuprinsă și regiunea Argeș este situat între zona cu tendință de ridicare a curburii Carpaților și zona de cutări încă active din partea cea mai vestică a Carpaților Meridionali. În raport cu aceste două zone, teritoriul regiunii Argeș poate fi socotit din punct de vedere seismic ca regiune relativ liniștită și deci și în afara unei seismicități intense.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 5, NR. 1, P. 29–45, BUCUREȘTI, 1967

II. SEISMICITATEA REGIUNII ARGEŞ

A. SEISMICITATEA TERITORIULUI REGIUNII ARGEŞ DATORITĂ EPICENTRELOR DIN AFARA REGIUNII

1. *Cutremure cu epicentrul în regiunea Vrancea.* Cutremurele din această regiune, care dau tonalitatea seismicităţii în partea de E şi SV a României, se fac simţite intens şi pe teritoriul regiunii Argeş.

Maximum de intensitate a fost notat în timpul cutremurului din 1940.XI.10, 01^h34^m ($\varphi = 45°,8$ N; $\lambda = 26°,7$E; $h = 134$ km; $M = 7,4$; $I_0 = 9-10$; $E = 7,95 \cdot 10^{22}$ erg), cînd în sudul şi estul regiunii Argeş a atins 7 grade şi 6 grade în nord-vestul ei (Petrescu, 1959).

Cu privire la natura cutremurelor adînci din Vrancea, se poate afirma că sînt rezultatul tectonicii de mare adîncime. Cercetările au arătat că ele aparţin tipului V_p-cutremure prin presiune orizontală şi faliere inversă (Constantinescu şi Enescu, 1963). În ceea ce priveşte direcţia planului de falie, ea este orientată aproximativ N 30°E, fapt care probabil face ca seismele vrîncene să fie simţite puternic în direcţia NE (5 grade la Moscova).

Deoarece cutremurele, în general, şi în ceea ce priveşte ţara noastră, cutremurele din Vrancea au putut prilejui date extrem de preţioase referitor la structura zonală a Pămîntului, reţeaua de staţii seismice a Republicii Socialiste România s-a extins, existînd azi în funcţiune următoarele staţii seismice: Bucureşti, Bacău, Cîmpulung-Muscel, Focşani, Iaşi, Vrîncioaia şi Timişoara.

Coordonatele geografice ale acestor staţii atestă scopul urmărit de Centrul de cercetări geofizice al Academiei Republicii Socialiste România, Secţia de seismologie, de a avea sub observaţie în primul rînd focarul din Vrancea şi în al doilea rînd focarele seismice cu caracter local. În acest scop, staţia seismică de la Cîmpulung-Muscel a fost şi ea echipată cu aparate de înaltă sensibilitate (Radu, 1965[1]). Înfiinţată în martie 1943, ea a fost dotată cu doi penduli seismici orizontali Mainka cu înregistrare mecanică, cu masa de 105 kg, şi cu un pendul seismic vertical Hiller, cu înregistrare electromagnetică.

Caracteristicile pendulilor mecanici sînt următoarele: $T_1 = 3,5$ s, $D_1 = 0,43$, $V_{max} = 58$ (pentru $T = 2,9$ s) (Radu, 1966), iar caracteristicile pendulului Hiller sînt următoarele: $T_1 = T_2 = 1,5$ s $D_1 = D_2 = 1,0$, $V_{max} = 7\,600$ ($V_{lucru} = 2\,000$) (Radu, 1965[1]).

2. *Cutremure cu epicentrul în regiunile Braşov şi Ploieşti.* În anul 1942. IX. 20, $H = 20^h02^m$ s-a produs un cutremur în regiunea Braşov ($\varphi = 45°,7$ N; $\lambda = 25°,2$ E; $h = n$), care a fost simţit şi la Cîmpulung. În regiunea Ploieşti au fost identificate două epicentre prin cutremurele din 1932. V. 27, $H = 10^h42^m$ ($\varphi = 45°,2$ N; $\lambda = 25°,5$ E; $h = 7-8$ km, $I_0 = 6$; $M = 4,9$) şi 1855.I.23, $H = 23^h30^m$ ($\varphi = 45°,5$ N; $\lambda = 25°,6$ E; $h = n$; $I_0 = 3-4$), primul a fost simţit la Cîmpulung, iar al doilea la Rucăr.

---

[1]) Radu C., *Contribuţii la modernizarea reţelei seismice a României*, Bucureşti, 1965 (manuscris).

3. *Cutremure cu epicentrele în Peninsula Balcanică.* În afara cutremurelor vrîncene ce se simt pe teritoriul regiunii Argeş, în regiune s-au înregistrat şi cutremurele balcanice (Atanasiu, 1961).

Astfel, cutremurele din anul 1901. III. 3, cu epicentrul la Şabla, cel din anul 1904. IV. 4 cu epicentrul în Macedonia şi cel din anul 1913.VI.14 cu epicentrul la Tîrnovo s-au simţit pe teritoriul regiunii Argeş cu intensităţi cuprinse între 3—5 grade. Cutremurul cu epicentrul la Şabla a avut la Piteşti gradul 4, iar în restul regiunii Argeş a fost de gradul 3.

Cutremurul ce a avut epicentrul în Macedonia s-a simţit la Găeşti de gradul 4, la Piteşti de gradul 5, iar în restul regiunii Argeş a avut gradul 3.

Cutremurul cu epicentrul la Tîrnovo a fost simţit la Drăgăneşti Olt şi la Şerbăneşti cu intensitate de 4—5 grade.

De asemenea, pe teritoriul regiunii Argeş s-au notat cutremure ce şi-au avut epicentrul şi în Valea Moraviei (R.S.F. Iugoslavia) (Atanasiu, 1961). Astfel, cutremurul din 1893. IV. 8 al cărui epicentru a fost în regiunea Cuprija Iagodina-Svilojnac (Valea Moraviei), a fost simţit în regiunea Argeş, între Rîmnicu-Vîlcea la N şi Şerbăneşti la S, de-a lungul Oltului, pe un teritoriu a cărui lăţime a variat în stînga Oltului între 20 şi 40 km. Cutremurul s-a simţit în această zonă cu intensitatea de 3 grade, partea estică a acestei zone suprapunîndu-se izoseistei de gradul 3. La Piteşti cutremurul a fost de gradul 2, iar la Govora de gradul 3.

În concluzie, cutremurele balcanice se simt pe teritoriul regiunii Argeş cu intensitatea maximă de 5 grade.

B. SEISMICITATEA TERITORIULUI REGIUNII ARGEŞ DATORITĂ EPICENTRELOR DIN REGIUNE

1. *Zona epicentrală Brezoi—Titeşti* (fig. 1, tabela 1). Cutremurul din 26. I. 1916, de la ora $09^h\ 39^m$, a aruncat o nouă lumină asupra activităţii seismice din ţara noastră, în sensul că regiunea din S a Munţilor Făgăraş constituie o regiune seismică demnă de luat în consideraţie.

Epicentrul cutremurului a fost localizat aproximativ în punctul de coordonate $\varphi = 45°, 4N$; $\lambda = 24°,2$ E, punct situat în vecinătatea localităţii Brezoi. Intensitatea maximă a fost apreciată la 7 grade ($M = 6,4$) (Kárnik şi Ruprechtová, 1963), iar cutremurul s-a simţit pe o suprafaţă de aproximativ 200 000 km^2. După I. Popescu-Voiteşti, în timpul acestui cutremur s-ar fi dărîmat Cetatea lui Ţepeş (Valea Argeşului).

Dintre replici, cele mai puternice au fost acelea din ziua de 26.I. 1916 ($M = 4,1—5,4$) (tabela 1).

Adîncimea focarului a fost evaluată la circa 20 km, probabil la baza învelişului granitic.

În această regiune au avut loc cutremure şi mai înainte (1793, 1832, 1874), cu aproximativ aceeaşi intensitate.

Intensitatea maximă de 7 grade a fost simţită pe un teritoriu destul de mare (Atanasiu, 1961). Astfel izoseista de 7 grade cu aproximaţie uneşte spre N localităţile Sebeş şi Homorod, spre E localităţile Zărneşti, Dîmbovicioara, Rucăr, spre S comunele Bughea, Brădet, Aref, Titeşti şi spre V localităţile Sebeş, Costeşti (Horezu).

Tabela 1

Cutremure cu epicentrul pe teritoriul regiunii Argeș

	Zona epicentrală	Nr. crt.	Data	T. C. G. h m s	Epicentrul φ° N	Epicentrul λ° E	h km	I_0	M	Observații
0	1	2	3	4 5 6	7	8	9	10	11	12
		1	1793.XII.8	17	45,4	24,4				
		2	1874.VII.4	03	45,4	24,2				
		3	1832.II.19		45,4	24,2	n	8	5,4	11 cutremure în regiunea subcarpatică de o parte și de alta a Oltului între 19.II și 7. IV
1	Brezoi-Titești	4	1916.I.25							Preșoc al cutremurului din 26.I.1916
		5	I.26	07 39	45,4	24,2	(20)	7	6,4	La Brezoi simțit din direcția NV
		6	I.26	10 15	45,4	24,2	n	8	5,4	Replică } Au durat pînă la finele lunii
		7	I.26	10 30	45,4	24,2	n	7	4,8	Replică } februarie 1916
		8	I.26	18 30	45,4	24,2	n	6	4,1	Replică }
		9	1923.VII.5							
2	Aref-Șuici	1	1894.I.19	10 25	45,3	24,6		5		La Șuici și la Rm.-Vîlcea gradul 3;
		2	X.31	11 30				3		La Ocnele Mari și Horezu gradul 4
		1	1911.IV.30	07–08				3		Epicentrul la Călimănești
		2	XI.17	15 58				5		Epicentrul la Călimănești
		3	1912.III.3	01 30				4–5		Epicentrul la Călimănești; Mănăstirea Bistrița 3 grade
3	Călimănești-Govora	4	III.9	08 25				5		Epicentrul Călimănești: Mănăstirea Bistrița 3 grade
		5	1916.II.1	01 32				4		Epicentrul la Călimănești
		6	II.7	21 13				4		Epicentrul la Ocnele Mari sau probabil replică a cutremurului din 26.I.1916
		7	1923.V.6							
		8	1900.VI.23	22 45				3		Epicentrul la Govora
		9	1899.X.1	09 06				4		Local Roești
								4		Local Budești
		1	1872.V.7	08	45,3	25				
		2	V.7	09	45,3	25				Replică
		3	V.7	14	45,3	25				Replică
		4	V.7	21 40	45,3	25		4+		Replica cea mai puternică
		5	1894.V.11	17 45	45,3	25		4		
		6	1898.X.21	22 45	45,3	25		3		Simțit la Cîmpulung, Corbi, Cetățenii de Deal. Direcția N–E
		7	1904.XI.3	04 23				3		Simțit la Cîmpulung și Rucăr

4	Cîmpulung-Muscel	8	1940.I.5	04	36	09	45,3	25,1	8–10	6	4,0	
		9	1943.XI.21	16	17		45,4	25,0	n			
		10	1955.XII.14	19						4–5		
		11	1957.V.1	23	36					3–4		
		12	1958.III.16	09	45							La Cîmpulung s-a simțit dinspre N.
		13	VI.2	18	29							Slab
		14	1959.I.28	23	58							
		15	I.30	17	10							Replică a precedentului
		16	1961.IX.5	17	46							
		17	1962.XII.4	16	58							
		18	1965.II.17	09	25							
		19	IV.26	16	29							
		20	VI.23	13	16							
		21	X.22	10	18							
		22	XII.31	01	46							
		23	1966.IV.1	13	03							
		24	IV.6	06	08							
		25	V.7	12	42							
		26	V.22	17	27							
		27	VI.10	09	12							
5	Rucăr	1	1913.V. 24	21	30		45,4	25,2		3		
6	Șerbănești	1	1894.V.21	09	45					3		Local
7	Strihărești	1	1910.X.13	22	52							Local
		2	X.13	23	03					2		Replică. Oscilații orizontale

Limita nordică a izoseistei de 5—6 grade s-a întins aproximativ între localităţile Turda — Tg.-Mureş — Odorhei, cea estică, între Odorhei — Braşov — E. Cîmpulung, cea sudică, la S de localităţile Cîmpulung — Curtea de Argeş, Călimăneşti şi Horezu şi cea vestică, între Arad — Hunedoara şi izvoarele Lotrului.

Din punct de vedere tectonic, zona epicentrală se suprapune unei regiuni tectonice cunoscute în geologie sub denumirea de Depresiunea Loviştea. Localizată în timp, ea s-a format în era mezozoică, în senonian. Fundamentul depresiunii este alcătuit din cristalinul getic sau al Lotrului (grupul I cristalin), care a suferit o prăbuşire antesenoniană. Dovada o constituie seria sedimentară care începe cu cretacicul superior (senonianul), urmate de depozite paleogene şi miocene (Mihăilescu şi colab., 1964).

În sud, depresiunea Loviştea ia contact tectonic, de-a lungul unei falii, cu creasta Cozia — Ghiţu, care se înscrie ca un horst, ţinînd seama că la est de Vîrful Cheii (est Valea Vîlsanului), creasta Cozia — Ghiţu ia contact cu depozite oligocene tot printr-o falie. Horstul Cozia — Ghiţu este format din gnaise oculare de Cozia şi de Cumpăna şi de ortognaise hercinice şi chiar mai vechi regenerate în timpul cutărilor alpine, aparţinînd structural etajului inferior (Dumitrescu, Săndulescu şi colab., 1962).

În est şi sud-est, Depresiunea se leagă cu Depresiunea Cîmpulungului printr-un culoar tăiat între Muntele Ghiţu la sud şi Muntele Clăbucetul la nord, în care seria sedimentară începe cu paleogenul şi se continuă cu miocenul inferior şi superior.

Interesante de amintit sînt observaţiile privind replicile cutremurului din 1916. I. 26. Astfel, în lucrarea (Atanasiu, 1961) se arată că în aceeaşi zi (26. I. 1916), între ora 10 şi 24, replicile s-au simţit în punctele Piscu-Negru, Cumpăna şi Băbueşti; în perioada 27—31. I. 1916, replicile s-au făcut simţite în punctele Piscu-Negru, Titeşti, Cornetu; în cursul lunilor februarie şi martie 1916, replicile s-au simţit mai ales în zona triunghiulară Nucşoara—Aref—Muşeteşti.

În ipoteza că informaţiile privind replicile sînt corecte, rezultă o variaţie în timp a zonei de producere a replicilor, în interiorul şi în afara zonei epicentrale.

Atrage în mod deosebit atenţia zona triunghiulară Nucşoara—Aref—Muşeteşti (din afara regiunii epicentrale) (Atanasiu, 1961), care prin latura sa estică (Nucşoara—Muşeteşti) se suprapune zonei estice a anticlinalului Corbi—Nucşoara (Murgeanu, 1951), deci se suprapune unei zone în care au avut loc fenomene tectonice, confirmate de altfel şi de măsurătorile gravimetrice efectuate între 1950 şi 1951 între Piteşti, Tîrgovişte, Cîmpulung şi Rm.-Vîlcea (Botezatu, 1954—1955). De asemenea s-a stabilit între R. Argeş şi R. Dîmboviţa existenţa unui prag de cristalin în profunzime tectonizat, pe direcţia grabenelor de la Malu (N de Godeni—Muscel) şi de la Pîrîişti (la N de Stăneşti — Curtea de Argeş) (Dragoş, 1954—1955), care leagă zona cristalină Cozia—Ghiţu cu Cristalinul Leaotei pe sub anticlinalul Mătău (la E de Cîmpulung).

Analiza hărţii (fig. 1) arată că direcţia izoseistei de intensitate maximă este orientală aproximativ V—E, suprapunîndu-se accidentului tectonic major — Depresiunea Loviştea.

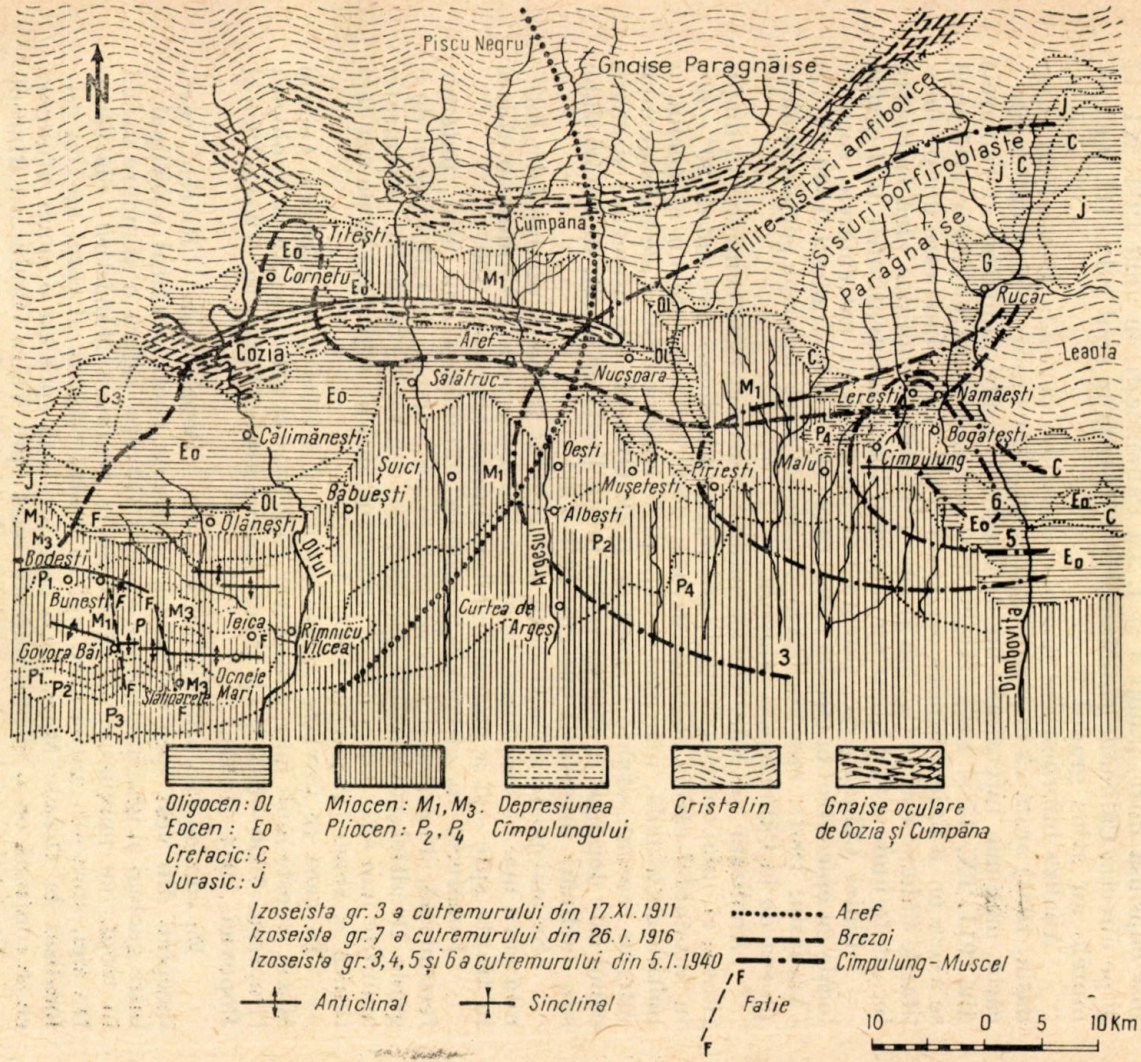


Fig. 1. — Schița geologică-seismică a regiunii Argeș (nordul regiunii) (după G. Macovei și I. Atanasiu).

2. *Zona epicentrală Călimănești—Govora.* O altă zonă de cutremure argeșene este zona epicentrală Călimănești—Govora.

În această zonă, în anii 1900. VI. 23, 1911. IV. 30, 1912. III. 3, 1916. II. 1 și 1923. V. 6 s-au notat cutremure a căror intensitate a fost cuprinsă între gradul 3 și 4. La Călimănești, în anul 1911. XI. 17 și pe direcția Călimănești—Mănăstirea Bistrița în anul 1912. III. 9 cutremurele au atins gradul 5.

Analiza informațiilor macroseismice din perioada 1900—1923 (Atanasiu, 1961) arată că în zona Călimănești—Govora se produc cutremure a căror maximă intensitate nu depășește 5 grade (amintim cutremurele din 1911. IX. 17 și 1912. III. 9). Se pare că epicentrele din această zonă se așază pe o linie seismică orientată NNE—SSV, linie care unește localitățile Călimănești și Govora și care probabil se continuă pînă la Roești, localitate unde a fost notat un cutremur local cu intensitatea de 3 grade.

Liniei Călimănești—Govora i se asociază și cutremurele socotite locale cu epicentrul la Ocnele Mari (1916. II. 7) și la Dudești (1899. X. 1) (Atanasiu, 1961), care formează o linie seismică aproape perpendiculară pe cea de la Călimănești—Govora.

Analizată tectonic, partea nordică a acestei zone coincide, în majoritatea ei, unui contact cretacic-paleogen cu înclinări spre sud de 20°—40°, în ansamblul căruia se înregistrează, deși regiunea este un monoclin, o boltire anticlinală, mai ales în depozitele conglomeratice ale paleogenului inferior (eocen), situate la nord de Băile Olănești. De asemenea și oligocenul este deranjat în înclinarea lui monoclinală de o serie de cutări slabe sau înclinări inverse (Popescu, 1950—51).

Se mai poate adăuga și un alt accident tectonic, anume falia întîlnită ceva mai la sud, între Cacova și Vlădești, ce a determinat o cădere în trepte spre sud a monoclinalului amintit (Murgoci, 1907).

Deoarece, în ansamblu, regiunea Călimănești nu este puternic tectonizată, de aceea și seismicitatea ei nu a trecut de intensitatea de 5 grade. De altfel și anomaliile gravimetrice, constatate în zonele tectonizate, amintite mai sus, confirmă cartarea geologică de suprafață și pe cea tectonică a zonei (Popovici, 1954—1955).

În ceea ce privește partea sudică a acestei zone (Govora, Ocnele Mari), ea este mult mai tectonizată, fapt atestat atît de cartarea geologică (Popescu, 1950—1951), cît și cea gravimetrică (Botezatu, 1954—1955 și Popovici, 1954—1955).

Ea coincide cu anticlinalul Govora — Ocnele Mari — Rîureni, care, începînd din vest spre est, după ce înscrie controversatul anticlinal — între geologi și gravimetricieni — de la Govora, suferă o afundare axială în trepte cu maximum de afundare în regiunea Mănăstirii Slătioara. De aici, spre est, anticlinalul suferă o altă ridicare al cărei maxim este localizat la Ocnele Mari, după care urmează spre est o nouă afundare ce se continuă cu o ultimă ridicare pînă spre Valea Oltului, la Rîureni.

Variațiile axiale ale anticlinoriului au fost determinate de o serie de falii transversale, cum este aceea de la Mănăstirea Slătioara, confirmată și de prospectările gravimetrice. Ea este orientată NV—SE și a provocat chiar decroșarea anticlinoriului.

Altă falie este aceea din regiunea Băilor Govora, care separă atît către est, cît și către vest ansambluri tectonice deosebite.

Astfel, spre est, flancul sudic al anticlinoriului ia contact, parțial, cu sarmatianul printr-o falie longitudinală, deși aceasta nu apare destul de clar în urma prospectării gravimetrice.

Spre est frecvența faliilor transversale și longitudinale este mai crescută.

Prospecțiunea gravimetrică întreprinsă în regiunea Govora—Ocnele Mari în anul 1952 confirmă aproape integral pe cea geologică, punînd în evidență cele două zone de maxim gravimetric separate printr-un minim gravimetric. Acestea se suprapun anticlinalului de la Govora și de la Ocnele Mari și zonei de afundare de la Mănăstirea Slătioara.

Jocul faliilor a antrenat însă pe suprafață formațiuni mai dense, de adîncime (depozite helvetiene), care, ajungînd pînă în apropierea suprafeței Pămîntului, au făcut să se obțină alte rezultate gravimetrice decît acelea ce erau de așteptat în zona anticlinalelor.

În nordul anticlinalului Govora — Ocnele Mari — Rîureni, cartarea gravimetrică a stabilit prezența unei largi chiuvete între Teica la est și Bunești la vest, în care s-au individualizat două slabe anticlinale (unul între Lunca și Teiș și altul între Teica și Ocnița), ca efect al diapirismului sării ridicate din fundul chiuvetei pînă aproape la 50—90 m de suprafața Pămîntului.

Înspre nord, chiuveta este mărginită de un sinclinal format din depozite sarmatiene și orientat N—NV și S—SE, între Bodești (pe valea Otăsău) și Rîmnicu-Vîlcea.

În concluzie, seismicitatea acestei zone este legată de tectonica ei, de numeroase falii, de diapirismul sării și de anticlinalele și sinclinalele amintite (fig. 2).

3. *Zona epicentrală Aref—Șuici.* În această zonă sînt cuprinse epicentrele cutremurelor argeșene situate în vecinătatea localităților Aref și Șuici ($\varphi = 45°,3$ N; $\lambda = 24°,6$). Intensitatea maximă a cutremurelor, în această zonă, nu a depășit 5 grade (1894. I. 19).

Zona coincide, în ansamblul ei, unor contacte eocen-oligocen și oligocen-miocen (aquitanian-burdigalian-helvetian), depozitele paleogene și miocene fiind marne, gresii, conglomerate cu frecvente niveluri de pînze acvatice.

Atît depozitele eocene, cît și cele miocene au o înclinație monoclinală spre S de 10°—12° (în depozitele eocene) și de 5°—10° (în depozitele miocene).

Pe lîngă înclinația pe care o prezintă aceste depozite, ele sînt și puternic faliate, faliile avînd planul lor de faliere înclinat în direcția monoclinalului și adeseori invers. Falierea este mai frecventă pe direcția paralelei ce trece între Valea Rotundă și Valea Mătușii.

Punctul de coordonate al epicentrelor coincide cu această zonă puternic tectonizată.

Deoarece zona epicentrală Aref—Șuici este în ansamblu o zonă tectonizată aproape în aceeași măsură ca și zona epicentrală Călimănești—Govora, de aceea și în această zonă cutremurele au intensități de 3—5 grade. De altfel, prospecțiunea gravimetrică confirmă tectonica regiunii.

Cutremurele ce-și au originea în această zonă nu trec de gradul 5, nu produc stricăciuni și are loc, în medie, un cutremur la 5 ani (Atanasiu,

1961); prezintă caracteristici asemănătoare acelora din zona epicentrală Călimănești—Govora.

4. *Zona epicentrală Cîmpulung — Muscel.* Cercetările microseismice și macroseismice au evidențiat, în nord-estul orașului Cîmpulung—Muscel,

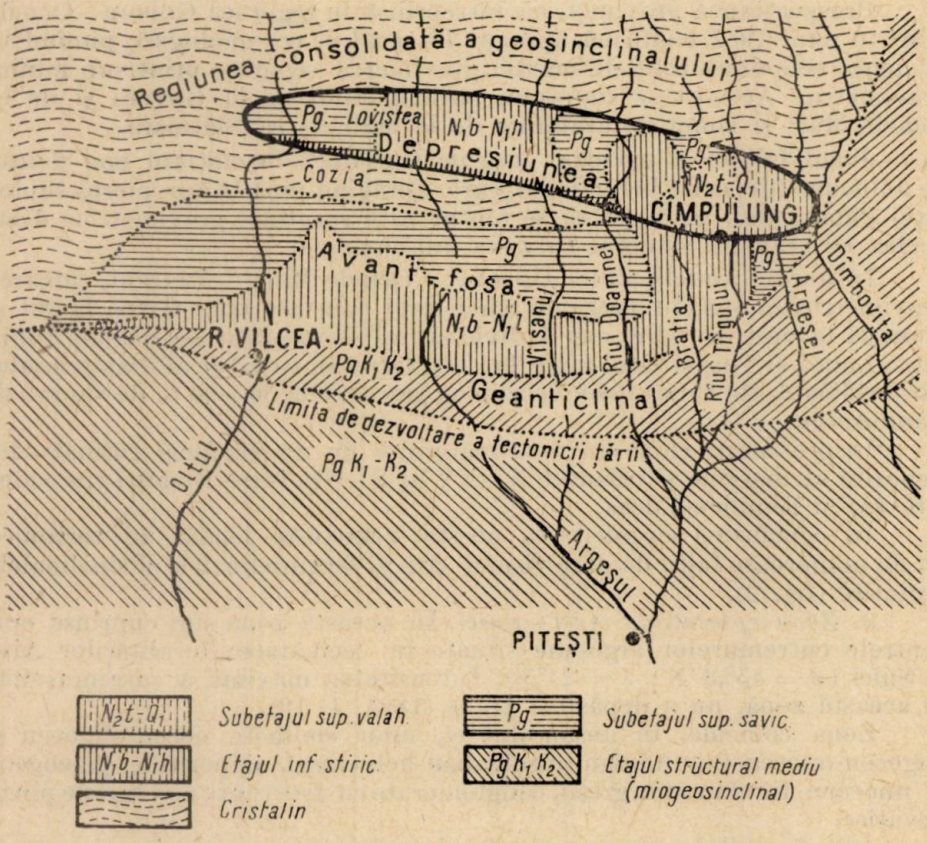


Fig. 2. — Schiță paleotectonică a regiunii Argeș (după I. Dumitrescu și colab.).

o zonă epicentrală caracterizată prin cutremure cu intensitatea maximă, ce nu depășește 6 grade.

Cutremurul cel mai puternic din această regiune a fost acela din 1940. I. 5, pentru care (Petrescu, 1940) s-au obținut următoarele dimensiuni: $\varphi = 45°,3$ N; $\lambda = 25°,1$ E; $h = 8 - 10$ km; $M = 4,0$; $I_0 = 6$ (Petrescu și Radu, 1961).

Harta macroseismică a cutremurului de la Cîmpulung din 1940. I. 5 (fig. 3) prezintă următoarele izoseiste: izoseista de gradul 6, care este de formă ovală și alungită în direcția NV—SE și cuprinde comunele Lerești, Voinești, Bogătești, Stoenești; în limita izoseistei de 5 grade au fost cuprinse localitățile Cîmpulung, Cîndești, Bughea de Jos, Schitu-Golești și Cetățeni; comunele Rucăr, Corbi, Domnești, Mihăiești sînt cuprinse în

izoseista de gradul 4, iar izoseista de gradul 3 cuprinde în limitele ei vestice comunele Nucșoara și Mușetești și înspre est Sinaia și Petroșița.

Din hartă (fig. 1) se observă că izoseistele de intensitate maximă sînt orientate NV—SE, ceea ce corespunde cu accidentele tectonice.

Un fapt care trebuie reținut este acela că cutremurul din 1940. I. 5 s-a înregistrat la București numai ca microseism.

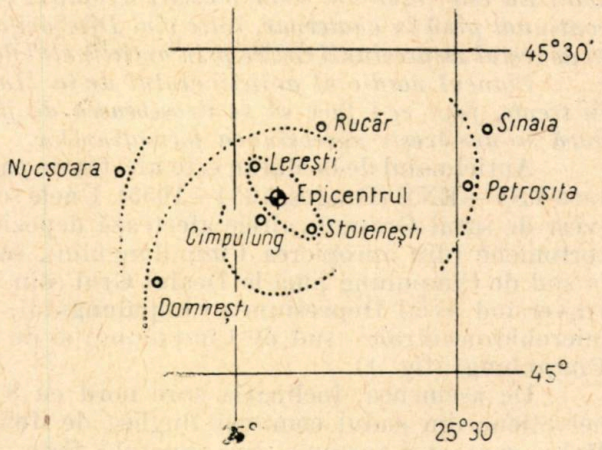


Fig. 3. — Harta macroseismică a cutremurului de la Cîmpulung-Muscel din 5.I.1940 (după G. Petrescu).

Dar înainte de 5. I. 1940 și după această dată, în focarul de la Cîmpulung s-au mai produs și alte cutremure, care după intensitate au avut tot caracter local.

Numărul mic de cutremure cu epicentrul în zona Cîmpulung, evidențiat pînă la data de 1. I. 1965, se datorește sensibilității reduse a aparatelor stațiilor seismice românești și în particular ale stației Cîmpulung.

Acțiunea de modernizare a rețelei seismice românești începută în anul 1962 a avut ca rezultat instalarea la 20.I. 1965 la stația Cîmpulung a unui pendul vertical Askania ($V_{lucru} = 2\,000$) (Radu, 1965[2]).

Datorită sensibilității ridicate a noii aparaturi, numărul cutremurelor înregistrate a crescut, fapt care atestă zonei epicentrale Cîmpulung caracterul de zonă seismică activă.

Tectonic, Depresiunea Cîmpulungului aparține Depresiunii Getice și este situată în extremitatea estică a acesteia. Ea este o continuare a Depresiunii Loviștei și formează o depresiune în sînul Depresiunii Getice.

Depresiunea Getică, formată în cretacicul superior (începutul senonianului, poate chiar în cenomanian) prin prăbușirea unei zone de cristalin, aparține Carpaților Meridionali; are deci fundamentul format din cristalin, afundat cu mai multe mii de metri de-a lungul mai multor planuri de falie.

Fiind continuarea Depresiunii Loviștei, înscrisă ca depresiune intramontană, Depresiunea Cîmpulungului aparține tectonic și structural subetajului superior valah ($N_2t—Q_1$) înconjurat de etajul inferior stiric ($N_1b—N_1h$),

[2]) C. Radu, *Contribuții la modernizarea rețelei seismice a României*, București, 1965 (manuscris).

fragmentat, între Rîul Vîlsan și Rîul Doamnei și parțial pe valea Bratiei, de subetajul superior savic (Pg) ce aparține etajului structural mediu (Pg—K_2—K_1). Depresiunea Loviștea—Cîmpulung este separată de avantfosa cordilierei Carpaților Meridionali prin horstul Cozia—Ghițu, de care s-a amintit (fig. 2).

Depresiunea Cîmpulungului este grefată într-o zonă puternic tectonizată. Ea este rezultatul unor mișcări tectonice, cu arie mai restrînsă, ce s-au continuat pînă în cuaternar, între rîul Dîmbovița și rîul Bratia. Este separată de restul Depresiunii Getice prin anticlinalul de la Mățău (sud Cîmpulung).

Flancul nordic al anticlinalului de la Mățău este multifaliat axial și în trepte, fapt ce-l face să se deosebească de flancul sudic al lui, mai ales dacă se urmărește succesiunea formațiunilor.

Anticlinalul de la Mățău este afectat de patru falii longitudinale orientate VSV—ENE (Dragoș, 1954—1955). Unele scot la zi depozitele oligocene (vest de satul Groșani), altele afectează depozitele burdigaliene și helvetotortoniene (din apropierea Cîmpulungului), sau altele taie Rîul Tîrgului la sud de Cîmpulung pînă la Dealul Grui (din vestul orașului Cîmpulung), traversînd axial Depresiunea Cîmpulungului, cum este falia de la podul microhidrocentralei (sud de Cîmpulung) și de la Rîpa lui Pană (sud-vest Cîmpulung) (fig. 1).

De asemenea, înclinația spre nord cu 8°, 9° și 10° a formațiunilor helvetiene din sudul comunei Bughea de Jos, falia din nordul comunei Malu, contactul tectonic din punctul „Fața Bînzei" dintre burdigalian și pietrișurile levantine, înclinarea spre nord a pietrișurilor levantine din Vîrful Ciocanul conturează limita sudică a Depresiunii de la Cîmpulung.

Măsurătorile ce s-au făcut în nordul Depresiunii Cîmpulungului în depozitele burdigaliene și helvetiene din jurul satului Mlăci (vestul depresiunii) sau în cele cretacice superioare de la sud de comuna Nămăiești (estul depresiunii) conturează, de data aceasta, limita nordică a Depresiunii de la Cîmpulung.

Grosimea argilelor și pietrișurilor din terasele lacustre de vîrstă pleistocenă, ce formează Dealul Grui, confirmă existența, în trecut, a unui lac pleistocenic, care a prezentat o afundare ritmică. Ecoul acestei afundări sînt terasele lacustre t_1, t_2, t_3 și t_4, păstrate azi sub formă degradată și erodate transversal în zona estică a lor de apele Rîului Tîrgului (Murgeanu și Bera, 1953) [3].

Probabil că afundarea ritmică amintită este în corelație și cu tectonica din cristalinul situat în nordul Depresiunii Cîmpulungului (Gherase și Dumitrescu, 1962).

Din cele arătate, se poate deduce să regiunea Cîmpulung a fost teatrul unor îndelungate și intense frămîntări tectonice, ce au durat de la sfîrșitul cretacicului și pînă în cuaternar și deci și focar de mișcări seismice, cu caracter mai ales local. Faptul că izoseista de 6 grade are o formă alungită NV—SE indică existența unor falii ce au stat la baza formării acestei depresiuni.

Tectonica regiunii seismice de la Cîmpulung este, de altfel, atestată de cercetările gravimetrice întreprinse între 1950 și 1951 (Botezatu, 1954—1955).

5. *Zona epicentrală Rucăr* (fig. 4; tabela 1) În NE regiunii Argeș se găsește o altă zonă epicentrală, cea de la N de Rucăr. Cutremurul care a

[3]) Murgeanu și Bera, *Cercetări geologice în regiunea Pitești.* Problema 22, 1953, Arhiva Com. geologic (manuscris).

atras atenția asupra acestei zone epicentrale a fost cel din 1913. V. 24, $H = 21^h30^m$, caracterizat prin următoarele dimensiuni: $\varphi = 45°, 4$ N; $\lambda = 25°, 2$ E; h = normal; $I_0 = 3-4$.

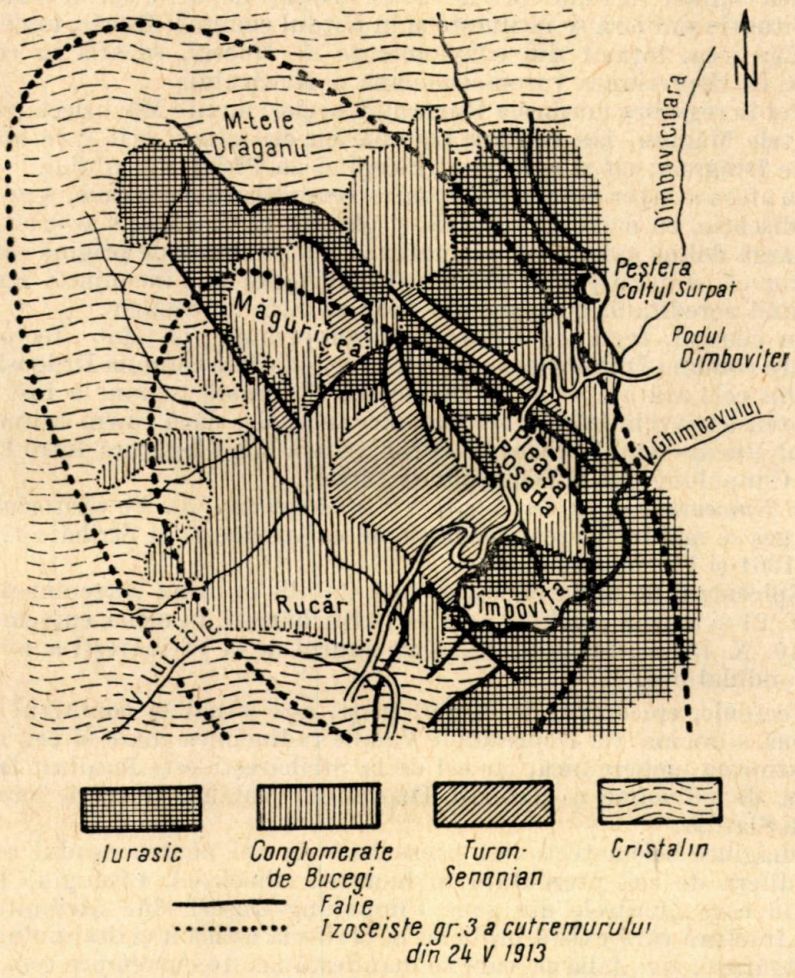


Fig. 4. — Schiță geologică-seismică a regiunii Rucăr (după N. Oncescu).

Mișcările provocate de cutremur au fost dirijate NE—SV.

Faptul că zona intensităților maxime are forma alungită în direcția NV—SE este o indicație a existenței unor falii de-a lungul cărora s-au petrecut mișcări seismice.

Într-adevăr, harta geologică a regiunii (Oncescu, 1943) atestă seismicitatea acesteia. Se constată că regiunea Rucăr este încadrată de o serie de linii tectonice, că stratele înclină convergent, reliefînd prin aceasta caracterul depresionar al regiunii.

Astfel, Pleașa Posada din N E Rucărului formată din calcare jurasice, conglomerate de Bucegi și gresii conglomeratice cenomaniene ia contact

tectonic atît spre Rucăr, cît și spre Podul Dîmboviței cu marnele și gresiile micacee turon-senoniene.

De asemenea, jurasicul ce se continuă spre SE de Pleașa Posada ia de asemenea contact tectonic spre Rucăr cu aceleași depozite turon-senoniene.

Situație similară se întîlnește și în nordul comunei Rucăr, unde muntele Măguricea, format din conglomerate de Bucegi, se află în contact tectonic cu depresiunea turon-senoniană a Rucărului.

Tot în regiunea nordică a Rucărului, același munte Măguricea, precum și muntele Măgura, iau contact tectonic cu cristalinul atît spre nord, în muntele Drăganu, cît și spre vest, începînd cu Pîrîul Rîușorului.

În afara acestor contacte tectonice generatoare de seisme, s-ar putea lua în discuție, cu oarecare rezervă, și părerea că Rucărul s-ar găsi situat într-o largă dolină sau avenă generatoare de cutremure de origine carstică, nu tectonică, după aspectul abrupt al înălțimilor ce-l înconjură. Explicația nefiind acreditată, o prezentăm doar cu titlu informativ.

În general, regiunea Rucăr și împrejurimile ei sînt tectonizate atît către comuna Dîmbovicioara și Bran, cît și către comuna Dragoslavele.

Din cele arătate se poate deduce că și această regiune a fost arena unor intense și vechi frămîntări tectonice, mai ales dacă ținem seama și de culoarul Rucăr—Dîmbovicioara—Bran, care a făcut legătură între Depresiunea Cîmpulungului și Depresiunea Bîrsei.

6. *Epicentrele de la Șerbănești și Strihărești* (fig. 5). Pe teritoriul regiunii Argeș se mai întîlnesc epicentrele de la Șerbănești și Strihărești (Atanasiu, 1961 și Florinescu, 1958).

Epicentrul de la Șerbănești a fost stabilit în urma cutremurului din 1894. V. 21 și a atins gradul 3 ; cel de la Strihărești, în urma cutremurului din 1910. X. 13, a atins gradul 2. Cutremurul de la Strihărești a avut caracter ondulatoriu.

Tectonic, epicentrul de la Șerbănești este situat la contactul dintre cele două adîncimi ale Depresiunii Valahe (adîncimea mare și cea medie) din Platforma epihercinică, iar cel de la Strihărești este localizat la E de fractura de adîncime a aceleiași Depresiuni Valahe, fractură localizată la V de Slatina.

Imaginea seismotectonică prezentată de noi pentru nordul regiunii Argeș diferă de cea prezentată în lucrarea (Ciocîrdel, Cișmigiu, Țițaru, 1965), în care „focarele din zona Cîmpulung-Muscel sînt atribuite unei linii de fractură care există probabil la periferia estică a cristalinului Munților Făgăraș", iar „falia pe care se manifestă aceste cutremure este orientată NS, lungă de aproximativ 100 km și probabil verticală" și „ea se continuă către N în Bazinul Transilvaniei în direcția NNV—SSE, continuînd ceea ce H. Stille consideră linia Someșului".

Cele afirmate mai sus nu concordă cu datele de observație. Astfel, cercetările geologice nu evidențiază o falie orientată în direcția amintită și lungă de 100 km.

Diferențele $S-P$ observate la cutremurele locale de la Cîmpulung indică un focar la aproximativ aceeași distanță în NE orașului Cîmpulung.

Continuarea spre N a faliei prin Transilvania pînă în Someș nu este confirmată de datele geologice și nici de cele seismice.

În ceea ce privește înclinarea faliei, este greu de afirmat asupra caracterului ei, deoarece este vorba de o falie de adîncime (8—10 km).

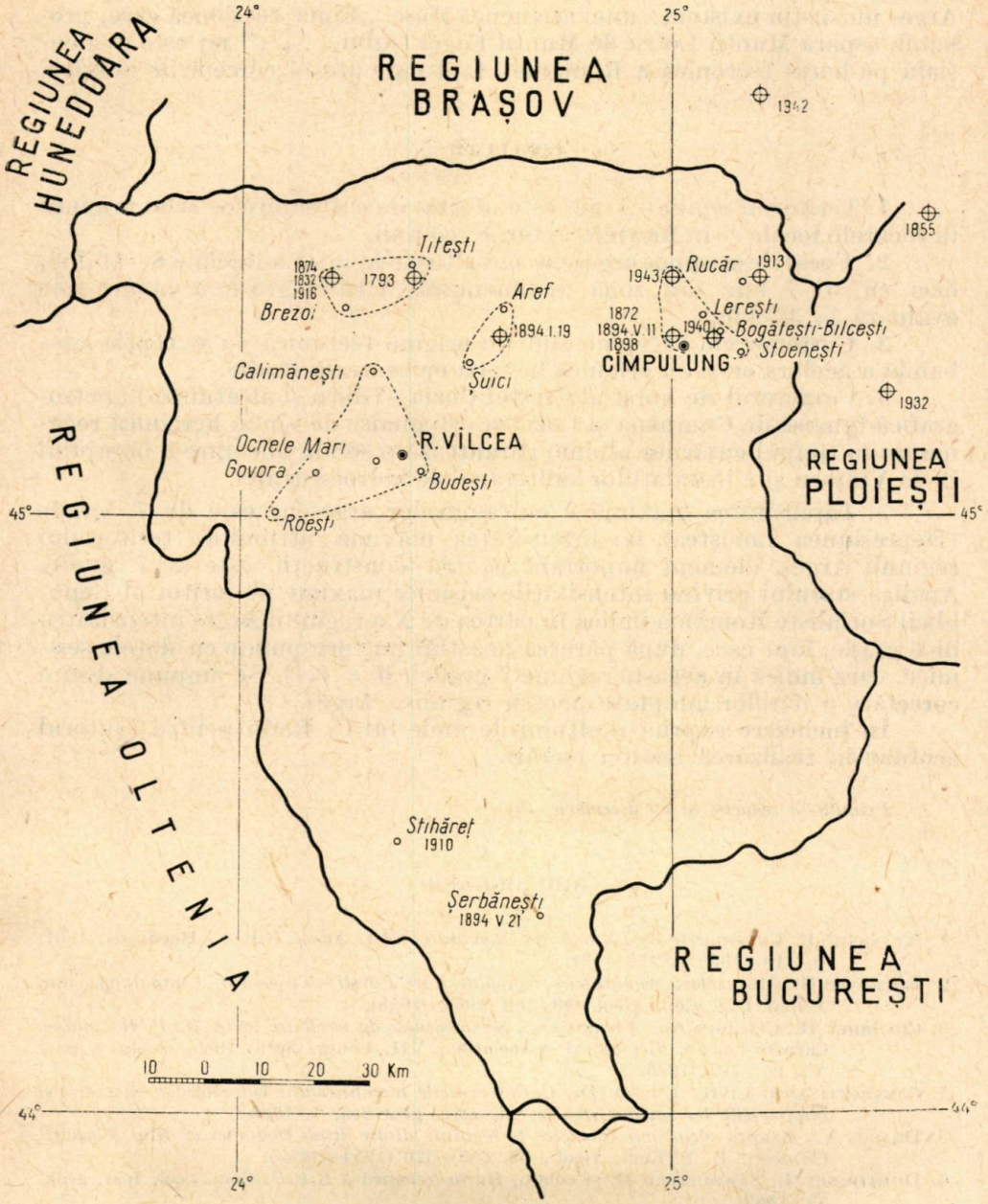


Fig. 5. — Harta cu zonele epicentrale din regiunea Argeș.

Referitor la zona seismică Arnota—Brezoi—Porumbacu (II *c*) (Ciocîrdel, Cişmigiu, Ţiţaru, 1965), informaţiile seismice existente asupra regiunii Argeş nu susţin existenţa unei asemenea zone. „Linia tectonică care, probabil, separă Munţii Lotru de Munţii Făgăraşului . . . .” nu este evidenţiată pe harta tectonică a României, fapt care atestă cercetările noastre.

CONCLUZII

1. Teritoriul regiunii Argeş este afectat de cutremure ce-şi au originea în focarele locale şi în focarele externe regiunii.

2. Focarele seismice argeşene sînt situate la mică adîncime 8—10 km, deci cu 5—7 km sub zona sedimentară a cărei grosime medie este evaluată la 3,3 km.

3. Cutremurele argeşene sînt de origine tectonică cu excepţia probabilă a acelora ce-şi au originea în zona epicentrală Rucăr.

4. Caracterul de horst al Crestei Cozia—Ghiţu şi alcătuirea ei petrografică (gnaise de Cumpăna şi Cozia şi ortognaise de vîrstă hercinică regenerate în timpul cutărilor alpine) garantează o solidă ancorare a barajului de la Vidraru şi a instalaţiilor subterane ale hidrocentralei.

5. Intensitatea maximă a cutremurelor argeşene este de 7 grade (Depresiunea Loviştea), iar intensitatea maximă atribuită teritoriului regiunii Argeş, element important pentru construcţii, este de 7 grade. Analiza stasului privind intensităţile seismice maxime pe teritoriul Republicii Socialiste România indică în partea de N a regiunii Argeş intensitatea de 6 grade, fapt care, după părerea noastră, nu corespunde cu datele seismice, care indică în această regiune 7 grade ($M = 6{,}4$). Se impune deci o corectare a datelor adoptate pentru regiunea Argeş.

În încheiere exprim mulţumirile mele lui C. Radu pentru ajutorul acordat în realizarea acestei lucrări.

Primită la redacţie la 29 decembrie 1966

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I., *Cutremurele de pămînt din România*. Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1961, p. 119—135; p. 173—181.
2. Botezatu R., *Măsurători gravimetrice regionale între Piteşti—Tîrgovişte—Cîmpulung—Rm. Vîlcea*. D.S. Com. Geol., **38**, 160 (1954—1955).
3. Ciocîrdel R., Cişmigiu Al., Ţiţaru Em., *Séismogenèse du territoire de la R. P. Roumaine*. Carpato-balcan. Geological Association, VII. Congr. Sofia 1965, Reports, part VI, 95—105, 1965.
4. Constantinescu Liviu, Enescu D., *Caracteristicile mecanismului cutremurelor carpatice şi implicaţiile lor seismotectonice*. St. cerc. geofizică, 1, 1963.
5. Dragoş V., *Asupra structurii geologice a regiunii dintre Rîul Doamnei şi Rîul Tîrgului (Muscel)*. D. S. Com. Geol., **38**, 318—320 (1954—1955).
6. Dumitrescu I., Săndulescu M. şi colab., *Harta tectonică a R.P.R.* Com. geol. Inst. geol., 32 (1962).
7. Florinescu Aurelian, *Catalogue de tremblements de terre ressentis sur le territoire de la R.P.R.* Com. Nat. de Géodés, et Géophys. p. L.A.G.I. Acad. de la R.P.R., 91; 148 (1958).
8. Mihăilescu N., Giuvelescu R., Bera Al., Soneriu I., *Geologie şi paleontologie*. Edit. pedag. şi didact., Bucureşti, 121—128, 1964.

9. KÁRNIK V., RUPRECHTOVÁ L., *Seismicity of the Carpathian Region*. Geofysikálni Sbornik, **182**, 1–45 (1963).
10. MURGEANU G., *Formarea Depresiunii Cîmpulungului*. Comunic. Acad. R.P.R., **1**, *11–12*, 1075–1076 (1951).
11. MURGOCI G., *Terțiarul în Oltenia*. An. Inst. Geol., 1, 1907.
12. PETRESCU G., *Studiul cutremurului de la Cîmpulung Muscel de la 5 ianuarie 1940*. Natura, mai 1940.
13. PETRESCU G., RADU C., *Seismicitatea și raionarea seismică a teritoriului Republicii Populare Române în intervalul 1900–1958*. St. cerc. astr. seism., **6**, *2*, 230–239 (1961).
14. PETRESCU G., RADU C., *Contribuții la întocmirea hărții seismice a Europei*. St. cerc. astr. seism., **6**, *1*, 117; 120–125 (1961).
15. POPOVICI DORIN, *Prospecțiunea gravimetrică în regiunea Ocnele Mari (Vîlcea)*. D.S. Com. Geol., **42**, 174–184 (1954–1955).
16. POPESCU GR., *Cercetări geologice în regiunea Govora–Rm. Vîlcea–Olănești*. D. S. Com. Geol., **38**, 132–136 (1950–1951).
17. RADU C., *Stația seismică București II*. St. cerc. geol. geofiz. geograf. Seria geofizică, **4**, *1*, 221–229 (1966).
18. RADU C., TOBYAȘ V., *Fondul de perturbații seismice cu scurtă perioadă la unele stații românești*. St. cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geofizică, **3**, *2*, 219–230 (1965).

O METODĂ DE DETERMINARE A ÎNTÎRZIERII IMPULSULUI DE MINUT PE SEISMOGRAMELE FOTOGRAFICE

DE

IULIAN BREAHNĂ

Stația seismică Iași, Aleea Mihail Sadoveanu nr. 5, Iași

La înregistrarea impulsului de minut pe seismogramele fotografice se introduce o eroare sistematică de timp, determinată de poziția contactului de minut față de secundarul pendulei și de inerția releelor din circuitul becului înregistrator.

În această lucrare se prezintă metoda după care s-a determinat diferența de timp dintre secunda 60 și momentul cînd se sfîrșește minutul pe seismogramă în cazul oscilografului OSB—VI—M, precum și eliminarea parțială a acestei diferențe.

Schema de lucru conține (fig. 1) următoarele aparate :

a) un generator etalon de frecvență Orion tip *TR*-0702 cu frecvența fundamentală de 100kc/s stabilizată prin cuarț ;

b) un numărător electronic „Numedit 744" ;

c) o celulă bistabilă pentru comandă start-stop ;

d) un amplificator pentru formarea impulsurilor de secundă.

PRINCIPIUL METODEI ȘI MODUL DE LUCRU

La intrarea numărătorului Numedit se introduce frecvența etalon de 100 kc/s de la generatorul *a*), care începe să acționeze asupra decadelor de numărare numai în momentul în care se primește un implus exterior, pentru comanda de start a numărătorului, prin celula bistabilă *c* (intrarea 1). Asupra intrării 2 a celulei bistabile *c* acționează permanent impulsurile de secundă transmise de pendulă prin intermediul amplificatorului *d*. Aceste impulsuri mențin intrarea numărătorului blocată atîta timp cît, în intervalul dintre două secunde nu apare un impuls negativ la intrarea 1. Impulsul negativ de comandă pentru intrarea 1 a celulei bistabile se obține, de la contactul de minut al pendulei, printr-un circuit de derivare, cu o constantă mică de timp de amplitudine circa 5 V.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 5, NR. 1, P. 47—51, BUCUREȘTI, 1967

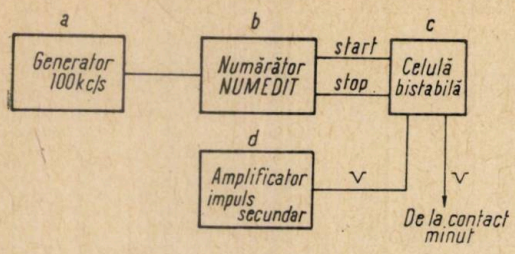


Fig. 1. — Schema de lucru.

În cazul cînd minusul sursei de tensiune se conectează la contactul de minut, aspectul impulsurilor obținute este cel din figura 2.

În această situație, se măsoară intervalul de timp dintre începutul contactului de minut și secunda 60 dată de pendulă.

Inversîndu-se polaritatea, se măsoară intervalul de timp dintre sfîrșitul contactului de minut și secunda 1 a pendulei (fig. 3).

Notînd intervalele $MN = t_1$, $PQ = t_2''$, $NP = t_2$, $MP = t_d$, se obține

$$t_d = t_1 + (1 - t_2'') = t_1 + t_2, \qquad (1)$$

unde t_d reprezintă durata pauzei de minut, iar t_1 reprezintă timpul cu cît se face pauza de minut mai devreme decît secunda 60.

Știind că există o întîrziere în transmiterea impulsului de minut la becul colimatorului datorită releelor din circuit, s-a determinat această întîrziere t_R, apoi s-a reglat contactul de minut în așa fel încît timpul t_1 cu care sosește impulsul de minut mai devreme să fie compensat pe cît posibil cu întîrzierea t_R.

În tabela 1, t_1', t_1' și t_1 reprezintă diferența de timp dintre secunda 60 și contactul de minut; inițial (t_1'), după un reglaj (t_1') și după al doilea reglaj (t_1).

Ținînd seama de întîrzierea releului, contactul de minut se face mai devreme cu timpul t_i dat de

$$t_i = t_1 - t_R. \qquad (2)$$

În tabela 2 sînt arătate rezultatele calculate conform relațiilor (1) și (2), în care nu s-a ținut seama de inerția becului înregistrator.

După cum se constată din tabela 2, marcarea impulsului de minut diferă după reglaj față de secunda 60 cu $0{,}0211 \pm 6.10^{-4}$. Această diferență se micșorează încă, dacă se ia în considerare și inerția becului.

CONCLUZII

Pe seismogramă, intervalul dintre secunda „0" și secunda „1" reprezintă aproximativ pauza de minut (tabela 2). În cazul oscilografului OSB-VI-M cu viteza de înregistrare de 60 mm/s, pauza de minut poate fi

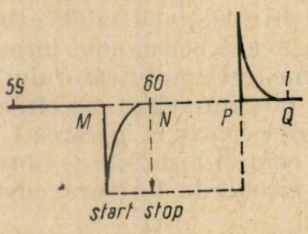


Fig. 2. — Polaritate negativă la contact.

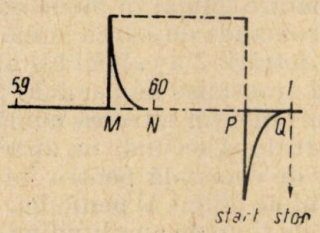


Fig. 3. — Polaritate pozitivă la contact.

micșorată la 0,5 mm, însă această micșorare modifică pauza de minut la înregistrarea mecanică de la 0, 5 mm la 0,25 mm, interval insuficient pentru separarea minutelor.

Tabela 1

t''_1	t'_1	t_1	t_R	t'_2	t_2
s	s	s	s	s	s
0,0946	0,0611	0,0470	0,0259	0,0278	0,9722
51	10	72	58	79	21
50	12	76	61	74	26
51	10	75	59	79	21
52	07	72	63	75	25
53	03	72	64	79	21
47	03	75	64	79	21
48	07	70	65	74	26
49	09	73	59	79	21
48	02	75	59	77	23
49	04	77	60	79	21
48	11	71	60	75	25
49	04	70	63	74	26
50	02	75	63	75	25
50	05	71	64	74	26
48	04	69	64	77	23
49	03	75	63	79	21
52	06	73	62	79	21
48	05	70	64	78	22
45	08	71	63	75	25
s	s	s	s	s	s
$0,0949 \pm$	$0,0607 \pm$	$0,0473 \pm$	$0,0262 \pm$	$0,0277 \pm$	$0,9723 \pm$
$\pm 3.10^{-4}$	$\pm 4.10^{-4}$	$\pm 3.10^{-4}$	$\pm 3.10^{-4}$	$\pm 3.10^{-4}$	$\pm 3.10^{-4}$

Tabela 2

	Înainte de reglaj	După primul reglaj	După al doilea reglaj
t_i	$0,0687 \pm 6.10^{-4}$ s	$0,0445 \pm 7.10^{-4}$ s	$0,0211 \pm 6.10^{-4}$ s
t_d	$1,0672 \pm 6.10^{-4}$ s	$1,0330 \pm 7.10^{-4}$ s	$1,0196 \pm 6.10^{-4}$ s

OBSERVAȚII

Metoda de determinare prezentată mai sus a pus în evidență o defecțiune a pendulei Junghans folosită la marcarea timpului pe seismograme. Astfel, s-a constatat o eroare sistematică cu perioada de 120s (pentru două determinări succesive, din minut în minut, rezultatele diferă, regăsindu-se aceeași valoare la fiecare două minute).

Controlîndu-se sistemul de atrenare al secundarului, s-a constatat că pinionul cu 8 dinți acționat de brațul pendulei prin intermediul cliche-

tului (fig. 5) are axul de rotaţie descentrat. Această descentrare, modificînd cursa de atac a clichetului faţă de pinion, are ca efect mărirea vitezei pinionului secundarului pendulei (pinionul secundarului are 60 dinţi) la fiecare 8^s începînd cu secunda „0", cînd axul de rotaţie are convexitatea spre clichet (fig. 4 *a*) şi micşorarea vitezei pinionului secundarului la fiecare 8^s, începînd cu secunda a patra (fig. 4 *b*), cînd convexitatea este diametral opusă. În aceste cazuri, erorile sînt maxime.

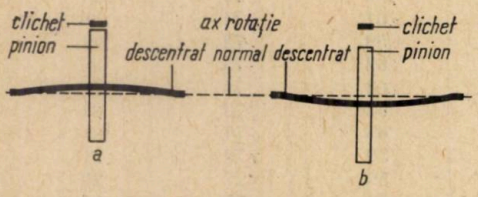


Fig. 4. — Poziţiile pinionului secundarului.

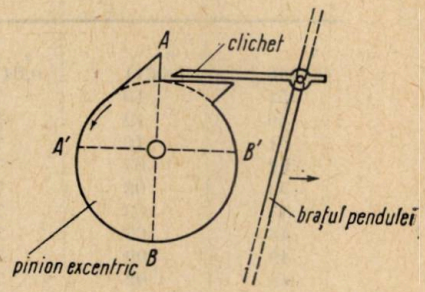


Fig. 5. — Sistemul de antrenare al secundarului.

Axul descentrat fiind echivalent cu un ax normal pe care s-a montat un pinion excentric (fig. 5), se constată că există două poziţii diametral opuse, A' şi B', pentru care efectul de excentricitate nu modifică accelerarea impulsului de minut, dacă secunda 60 coincide cu poziţia punctului A' sau B'.

În tabela 3 sînt prezentate determinările corespunzătoare punctelor B (coloana 1) şi A (coloana 2). Toate determinările din tabela 1 corespund punctului B (fig. 5) rotit cu 180°.

Tabela 3

t_1 B	t A	t_1 B	t A
s	s	s	s
0,0470	0,0513	0,0477	0,0516
72	14	71	14
76	10	70	12
75	15	75	15
72	13	71	13
72	12	69	11
75	12	75	16
70	11	73	15
73	13	70	13
75	16	71	24

$t - t_1 = 0{,}0040^s$ $\qquad$ $t_1 = 0{,}0513 \pm 3.10^{-4}$ s

Determinarea duratei unui fenomen al cărui început şi sfîrşit pot fi marcate prin impulsuri electrice cu fronturi abrupte, folosind un numărător electronic de impulsuri, prezintă un anumit grad de incertitudine asupra

preciziei rezultatului, determinat de ordinul de divizare a intervalului de o secundă. În cazul determinării timpului de întîrziere a impulsului de minut pe seismograme, secunda a fost divizată în 100 000 de intervale egale. Întrucît incertitudinea afectează a cincea zecimală, aceasta a fost neglijată, menţinîndu-se patru zecimale, care sînt mai mult decît suficiente în astfel de cazuri.

Primită la redacţie la 29 decembrie 1966

BIBLIOGRAFIE

1. Bonci-Bruevici, *Folosirea tuburilor electronice în fizica experimentală.* Edit. tehnică, Bucureşti, 1958.
2. Nicolau E., *Măsurări în radiotehnică.* Vol. II, Edit. tehnică, Bucureşti, 1956 .

ASUPRA TRANSFORMĂRII ECUAȚIEI PROSPECȚIEI ELECTRICE ÎN MEDII ANIZOTROPE ETEROGENE, ÎN ECUAȚIA MEDIILOR $[\alpha, \vec{\beta}]$[1]

COORDONATE CARTEZIENE RECTANGULARE

DE

MIRCEA RĂDULESCU

Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

1. INTRODUCERE

Este bine cunoscut faptul că, în cazul mediilor izotrope și eterogene din punct de vedere electric, repartiția curenților staționari este guvernată de sistemul fundamental de ecuații ale electrocineticii

$$\begin{cases} \nabla \times \vec{E} = \vec{0}, \\ \nabla \vec{J} = 0, \\ \vec{J} = \sigma \vec{E}, \end{cases} \tag{1}$$

în care $\vec{E}$ reprezintă cîmpul electric, $\vec{J}$ vectorul densitate de curent, iar σ conductivitatea electrică a mediului.

Din prima relație (1) se obține expresia cîmpului electric

$$\vec{E} = -\nabla \varphi, \tag{2}$$

în care φ — potențialul electric — verifică *ecuația prospecțiilor electrice într-un mediu izotrop eterogen*,

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\sigma \frac{\partial \varphi}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\sigma \frac{\partial \varphi}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\sigma \frac{\partial \varphi}{\partial z}\right) = 0 \tag{3}$$

---

[1]) Apare și în „Revue roumaine de géologie, géophysique et géographie", Série de géophysique, **XI**, 1, 1967 (cazul coordonatelor curbilinii ortogonale).

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 5, NR. 1, P. 53 – 61, BUCUREȘTI. 1967

sau încă

$$\sigma \Delta \varphi + \Delta \sigma \cdot \nabla \varphi = 0. \tag{3'}$$

În cazul existenței a două medii de conductivități diferite $\sigma^{(1)}$ și $\sigma^{(2)}$ separate prin suprafața S, trebuie respectate continuitatea potențialului și a componentei normale a vectorului densitate de curent, adică trebuie să avem [1]

$$\begin{cases} \varphi^{(1)}|_S = \varphi^{(2)}|_S, \\ \sigma^{(1)} \dfrac{\partial \varphi^{(1)}}{\delta n}\Big|_S = \sigma^{(2)} \dfrac{\partial \varphi^{(2)}}{\partial n}\Big|_S. \end{cases} \tag{4}$$

În 1950, S. Ștefănescu [2] transformă în mod convenabil ecuația (3'), *înlocuind funcțiile* (σ, φ) *prin noile funcții* (α, ψ) *definite prin sistemul de relații*

$$\begin{cases} \sigma = \alpha^2, \\ \psi = \alpha \varphi. \end{cases} \tag{5}$$

În acest mod, ecuația prospecțiilor electrice într-un mediu izotrop eterogen capătă forma remarcabilă, simetrică și explicită

$$\frac{\Delta \psi}{\psi} = \frac{\Delta \alpha}{\alpha}. \tag{6}$$

Ecuația (6) constituie *ecuația mediilor* α *izotrope eterogene.*

După cum reiese din (5):

α definește structura mediului din punctul de vedere al conductivității. Vom numi acest parametru *funcția de surse* (*centre*) *de conductivitate* α *a mediului*;

ψ definește sistemul de forțe electromotoare aplicate;

ψ poartă numele de *parapotențial* (S. Ștefănescu, [2]).

Prin fixarea expresiei comune a rapoartelor (6) printr-o funcție dată de punct, $f = f(M)$, *funcția de separare*, se obține *sistemul de ecuații al mediilor* α:

$$\begin{cases} \Delta \psi = \psi f, \\ \Delta \alpha = \alpha f. \end{cases} \tag{6'}$$

Cîmpul electric și vectorul densitate de curent sînt dați după cum ușor se poate verifica, de

$$\begin{cases} \vec{E} = \dfrac{\psi \nabla \alpha - \alpha \nabla \psi}{\alpha^2}, \\ \vec{J} = \psi \nabla \alpha - \alpha \nabla \psi. \end{cases} \tag{7}$$

În ceea ce privește condițiile (4), acestea devin, ținînd seama de (5) și (7),

$$\begin{cases} \dfrac{\psi^{(1)}}{\alpha^{(1)}}\Big|_S = \dfrac{\psi^{(2)}}{\alpha^{(2)}}\Big|_S, \\ \vec{J}^{(1)} \cdot \vec{n}|_S = \vec{J}^{(2)} \cdot \vec{n}|_S. \end{cases} \tag{8}$$

Aici $\vec{n}$ reprezintă versorul normal la suprafața S, iar $\vec{J}^{(k)}$ vectorul densitate de curent al mediului k ($k = 1, 2$).

★

În cazul mediilor anizotrope, situația este mult mai complicată, cercetările efectuate fiind puțin numeroase. Indicăm cîteva studii în care se tratează unele aspecte particulare ale *problemei prospecției electrice în medii anizotrope* (Maillet R. et Doll H.G. [3]; Schlumberger C. et M., Leonardon E.G. [4]; Maillet R. [5]; Anișcenko G.N. și Șalinov B.V.[6]; de asemenea [7], [8], [9]).

Scopul acestui articol constă în a aduce cîteva contribuții la studiul mediilor anizotrope eterogene din punct de vedere electric. În această direcție se prezintă generalizarea *ecuației mediilor* α*-izotrope* (6) în cazul mediilor anizotrope, obținîndu-se *ecuația mediilor* α*-anizotrope* sau, mai complet, *ecuația mediilor* $[\alpha, \overset{=>}{\beta}]$.

Cu toate că studiul mediilor anizotrope în raport cu un anumit parametru fizic reclamă folosirea calculului tensorial, în prezentul articol s-au folosit numai notații scalare și vectoriale. Această măsură s-a adoptat în vederea simplificării scrierii formulelor. În același scop s-a păstrat notația sumării după indici, renunțînd la convenția einsteiniană relativă la indicii muți.

2. STABILIREA ECUAȚIEI MEDIILOR $[\alpha, \overset{=>}{\beta}]$

Să considerăm un mediu anizotrop eterogen din punct de vedere electric, pe care să-l studiem într-un sistem de coordonate carteziene rectangulare (x_1, x_2, x_3).

Sistemul de ecuații care guvernează repartiția curenților staționari într-un asemenea mediu reprezintă generalizarea sistemului (1) și este dat de

$$\begin{cases} \Delta \times \vec{E} = \vec{0}, \\ \sum\limits_i \dfrac{\partial J_i}{\partial x_i} = 0, \\ J_i = \sum\limits_j \sigma_{ij} E_j, \qquad i, j = 1, 2, 3, \end{cases} \tag{9}$$

în care $\vec{E}$ și $\vec{J}$ au semnificațiile cunoscute.

În ceea ce privește mărimile σ_{ij}, acestea sînt funcții de punct $\sigma_{ij}(M)$ și reprezintă componentele *tensorului conductivitate* $\overset{=>}{\sigma}$, care definește *structura mediului* din punctul de vedere al conductibilității. Matricea asociată tensorului $\overset{=>}{\sigma}$ este:

$$\|\sigma_{ij}\| = \begin{Vmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{Vmatrix}. \tag{10}$$

Din prima și a treia relație (9) se obțin componentele lui $\vec{E}$ și $\vec{J}$:

$$\begin{cases} E_i = -\dfrac{\partial \varphi}{\partial x_i}, \\ J_i = -\sum\limits_j \sigma_{ij} \dfrac{\partial \varphi}{\partial x_j}, \end{cases} \tag{11}$$

în care potențialul electric φ verifică *ecuația prospecțiilor electrice într-un mediu anizotrop eterogen*:

$$\sum_i \sum_j \frac{\partial}{\partial x_i}\left(\sigma_{ij} \frac{\partial \varphi}{\partial x_j}\right) = 0. \tag{12}$$

Ne propunem să dăm o formă simetrică și explicită acestei ecuații. Pentru aceasta vom face substituția

$$\varphi = s \cdot \psi, \tag{13}$$

în care s și ψ sînt două funcții de punct, deocamdată arbitrare.

Introducînd (13) în (12), dezvoltînd calculele și ordonînd după funcția ψ și derivatele sale de ordinul I și II, obținem, după cîteva transformări convenabile, ecuația echivalentă

$$\psi \sum_i \sum_j \frac{\partial}{\partial x_i}\left(\sigma_{ij} \frac{\partial s}{\partial x_j}\right) + \sum_i \sum_j \frac{\delta \psi}{\delta x_i}\left[\sigma_{ij} \frac{\partial s}{\partial x_j} + \frac{\partial}{\partial x_j}(s\, \sigma_{ji})\right] + \\ + s \sum_i \sum_j \sigma_{ij} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_i\, \partial x_j} = 0. \tag{14}$$

Vom fixa caracterul arbitrar al funcției s, punînd condiția anulării coeficienților derivatelor $\dfrac{\partial \psi}{\partial x_i}$, adică vom scrie *sistemul ecuațiilor de condiție*

$$\sum_j \left[\sigma_{ij} \frac{\partial s}{\partial x_j} + \frac{\partial}{\partial x_j}(s\, \sigma_{ji})\right] = 0, \qquad i = 1, 2, 3. \tag{15}$$

O formă echivalentă a acestui sistem este

$$\sum_j \left[(\sigma_{ij} + \sigma_{ji}) \frac{\partial s}{\partial x_j} + s \frac{\partial \sigma_{ji}}{\partial x_j}\right] = 0, \qquad i = 1, 2, 3. \tag{15'}$$

Ținînd seama de (15') și împărțind ecuația (14) prin produsul $s\psi$, aceasta devine

$$\frac{1}{s} \sum_i \sum_j \frac{\partial}{\partial x_i}\left(\sigma_{ij} \frac{\partial s}{\partial x_j}\right) + \frac{1}{\psi} \sum_i \sum_j \sigma_{ij} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_i\, \partial x_j} = 0, \tag{14'}$$

formă în care funcțiile s și ψ sînt separate.

Această ultimă ecuație devine simetrică dacă introducem funcția α, definită prin

$$s = \frac{1}{\alpha}. \tag{16}$$

În cazul *mediilor anizotrope simetrice*

$$\sigma_{ji} = \sigma_{ij}, \tag{17}$$

$\vec{\sigma}$ este un *tensor simetric*, condițiile (15′) se scriu sub forma

$$\sum_j \left(-2\sigma_{ij} \frac{\partial \alpha}{\partial x_j} + \alpha \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} \right) = 0, \qquad i = 1, 2, 3 \tag{15''}$$

iar (14′) se transformă în *ecuația mediilor α-anizotrope eterogene* :

$$\frac{1}{\psi} \sum_i \sum_j \sigma_{ij} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_i \, \partial x_j} = \frac{1}{\alpha} \sum_i \sum_j \sigma_{ij} \frac{\partial^2 \alpha}{\partial x_i \, \partial x_j}. \tag{14''}$$

Revenind la (13) și ținînd seama de (16), obținem expresia potențialului

$$\varphi = \frac{\psi}{\alpha}, \tag{13'}$$

relație care coincide din punct de vedere formal cu a doua relație (5).

Sistemul de condiții (15″) capătă o formă echivalentă mult mai simplă prin introducerea unui nou tensor $\vec{\beta}$ de componente $\beta_{ij} = \beta_{ij}(M)$ și matrice asociată

$$\| \beta_{ij} \| = \begin{Vmatrix} \beta_{11} & \beta_{12} & \beta_{13} \\ \beta_{21} & \beta_{22} & \beta_{23} \\ \beta_{31} & \beta_{32} & \beta_{33} \end{Vmatrix}. \tag{18}$$

Funcțiile β_{ij} sînt legate de σ_{ij} și α prin relațiile

$$\sigma_{ij} = \alpha^2 \beta_{ij} \tag{19}$$

și trebuie să satisfacă sistemul de ecuații echivalent cu (15″)

$$\sum_j \frac{\partial \beta_{ij}}{\partial x_j} = 0 \qquad i = 1, 2, 3. \tag{20}$$

Ținînd seama de (19), ecuația (14″) devine

$$\frac{1}{\psi} \sum_i \sum_j \beta_{ij} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_i \, \partial x_i} = \frac{1}{\alpha} \sum_i \sum_j \beta_{ij} \frac{\partial^2 \alpha}{\partial x_i \, \partial x_j}, \tag{21}$$

care constituie *ecuația mediilor* $[\alpha, \vec{\beta}]$ (sau $\{\alpha, \beta_{ij}\}$), denumire care reflectă mai complet rolul parametrilor α și β_{ij} în definirea structurii mediului anizotrop din punctul de vedere al conductibilității.

Funcțiile α și ψ păstrează aceleași denumiri : funcția de surse (centre) de conductivitate α, respectiv parapotențial.

Tensorul $\vec{\beta}$ se numește *tensorul (de) anizotropie* al mediului.

Fixând expresia comună a rapoartelor (21) prin *funcția de separare* $f = f(M)$, se obține *sistemul de ecuații al mediilor* $[\alpha, \overrightarrow{\beta}]$:

$$\begin{cases} \sum_i \sum_j \beta_{ij} \dfrac{\partial^2 \psi}{\partial x_i \partial x_j} = \psi f, \\ \sum_i \sum_j \beta_{ij} \dfrac{\partial^2 \alpha}{\partial x_i \partial x_j} = \alpha f. \end{cases} \tag{22}$$

Componentele lui $\vec{E}$ și $\vec{J}$ se deduc din (11), (13′) și (19) și au expresiile următoare:

$$\begin{cases} E_i = \dfrac{1}{\alpha^2}\left(\psi \dfrac{\partial \alpha}{\partial x_i} - \alpha \dfrac{\partial \psi}{\partial x_i}\right), \\ J_i = \sum_j \beta_{ij}\left(\psi \dfrac{\partial \alpha}{\partial x_j} - \alpha \dfrac{\partial \psi}{\partial x_j}\right), \qquad i, j = 1, 2, 3. \end{cases} \tag{23}$$

Se poate arăta ușor că

$$J_i = \vec{\beta}_i \cdot \vec{J}^{\beta}, \tag{24}$$

în care

$$\begin{cases} \vec{\beta}_i = \sum_j \beta_{ij} \vec{\xi}_j, \\ \vec{J}^{\beta} = \psi \nabla \alpha - \alpha \nabla \psi. \end{cases} \tag{24′}$$

Aici $\vec{\xi}_j$ reprezintă versorul semiaxei pozitive Ox_j^+.

În cazul existenței a două medii anizotrope eterogene caracterizate prin tensorii conductivitate $\overrightarrow{\sigma^{(1)}}$ și $\overrightarrow{\sigma^{(2)}}$ și separate prin suprafața S, trebuie respectate condițiile de continuitate ale potențialului și componentei normale a vectorului densitate de curent.

Dacă ecuația suprafeței separatoare este

$$(S): F(x_1, x_2, x_3) = 0, \tag{25}$$

atunci versorul normal la această suprafață într-un punct curent este dat de

$$\vec{n} = \frac{\nabla F}{|\nabla F|} = \sum_k n_k \vec{\xi}_k, \tag{26}$$

iar condițiile de trecere de la (4) devin

$$\begin{cases} \left.\dfrac{\psi^{(1)}}{\alpha^{(1)}}\right|_S = \left.\dfrac{\psi^{(2)}}{\alpha^{(2)}}\right|_S, \\ \sum_i \sum_j n_i \beta_{ij}^{(1)} [\vec{J}^{(1)\beta} \cdot \vec{\xi}_j]|_S = \sum_i \sum_j n_i \beta_{ij}^{(2)} [\vec{J}^{(2)\beta} \cdot \vec{\xi}_j]|_S. \end{cases} \tag{27}$$

Aici

$$\vec{J}^{(k)\beta} = \psi^{(k)} \nabla \alpha^{(k)} - \alpha^{(k)} \nabla \psi^{(k)}, \qquad k = 1, 2. \tag{24″}$$

CONCLUZII

Comparînd stuctura a două medii α-eterogene (unul izotrop, celălalt anizotrop) se constată că în cazul mediului izotrop $\sigma = \alpha^2$ (conductivitatea mediului depinde de o singură funcție : α), pe cînd în cazul mediului anizotrop $\sigma_{ij} = \alpha^2\beta_{ij}$ (conductivitatea mediului depinde atît de funcția α, cît și de sistemul de funcții β_{ij}).

În tabela alăturată dăm clasificarea „în mare" a mediilor $[\alpha, \overset{=>}{\beta}]$, ținînd seama de *proprietățile punctuale ale mediului*, exprimate prin parametrii α și β_{ij}, de *proprietățile direcționale ale mediului*, exprimate prin tensorul $\overset{=>}{\beta}$, precum și de *existența sau inexistența singularităților* funcției de surse de conductivitate α.

Tabela 1

Clasificarea mediilor $[\alpha, \overset{=>}{\beta}]$ $(\{\alpha, \beta_{ij}\})$

omogen-eterogen / izotrop-anizotrop		omogen $[\alpha]$		eterogen $[\alpha]$	
		omogen $[\beta]$	eterogen $[\beta]$	omogen $[\beta]$	eterogen $[\beta]$
izotrop		$\{\alpha^\circ,\ \delta_{ij}\}$	—	$\{\alpha(M),\ \delta_{ij}\}$ $\{\alpha_*(M),\ \delta_{ij}\}$	—
anizotrop	diagonal	$\{\alpha^\circ,\ \beta^\circ_{ii}\ \delta_{ij}\}$	$\{\alpha^\circ,\ \beta_{ii}(M)\ \delta_{ij}\}$	$\{\alpha(M),\ \beta^\circ_{ii}\ \delta_{ij}\}$ $\{\alpha_*(M),\ \beta^\circ_{ii}\ \delta_{ij}\}$	$\{\alpha(M),\ \beta_{ii}(M)\ \delta_{ij}\}$ $\{\alpha_*(M),\ \beta_{ii}(M)\ \delta_{ij}\}$
	general	$\{\alpha^\circ,\ \beta^\circ_{ij}\}$	$\{\alpha^\circ,\ \beta_{ij}(M)\}$	$\{\alpha(M),\ \beta^\circ_{ij}\}$ $\{\alpha_*(M),\ \beta^\circ_{ij}\}$	$\{\alpha(M),\ \beta_{ij}(M)\}$ $\{\alpha_*(M),\ \beta_{ij}(M)\}$

Aci s-a notat prin

— *exponent nul* caracterul constant al parametrului,
— *asterisc inferior* posesiunea singularităților
— δ_{ij} simbolul lui Kronecker,

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 0 & i \neq j, \\ 1 & i = j. \end{cases} \tag{28}$$

Indicăm cîteva tipuri de medii studiate, precum și încadrarea lor în tabela alăturată :

Medii $\{\alpha^0,\ \delta_{ij}\}$ = medii izotrope omogene [8], [9], [10].

Medii $\{\alpha^0,\ \beta^0_{ii}\ \delta_{ij}\}$ = medii anizotrope diagonale omogene.

Exemple : medii omogene cu anizotropie plan paralelă [8], [9], [10].

Medii $\{\alpha_*(M),\ \delta_{ij}\}$ = medii izotrope eterogene cu singularități.

Exemple: medii izotrope cu centre α (S. Ștefănescu [2], [11], S. Ștefănescu, V. Vîjdea și S. Nicolau [12], S. Ștefănescu și M. Rădulescu [13], [14]).

În mod practic, rezultatele obținute se valorifică de obicei folosind una din căile următoare :

1. Se fixează funcția de separare $f(M)$ și tensorul de anizotropie $\overset{=>}{\beta}$ cu respectarea condițiilor (20) și se rezolvă sistemul de ecuații (22). Se obțin so-

luţii (α, ψ) care, introduse în (19) şi (13'), conduc la determinarea tensorului conductivitate $\overrightarrow{\sigma}$ şi a potenţialului φ.

2. Se fixează funcţii de surse de conductivitate α şi tensorul de anizotropie $\overrightarrow{\beta}$ cu respectarea condiţiilor (20). Din a doua relaţie (22) se deduce expresia funcţiei de separare $f(M)$, care, introdusă în (22), permite determinarea parapotenţialului ψ. Din (19) şi (13') se deduc apoi $\overrightarrow{\sigma}$ şi φ.

Calculul se continuă, ţinîndu-se seama de condiţiile locale sau la limită ale problemei.

În încheiere menţionăm că ecuaţia (12), prin urmare ecuaţia transformată (21) împreună cu condiţiile (19) şi 20), prezintă o mare generalitate, ele apărînd şi în alte teorii fizico-matematice care studiază mediile anizotrope, cum sînt *hidrodinamica mediilor poroase neomogene* şi *hidrogazodinamica subterană* (Muskat M. [15], [16]; Scheidegger A.E. [17]; T. Oroveanu [18]; Gheorghiţă I. Şt. [19], teoria *propagării căldurii în medii eterogene* (Carslaw H.S. şi J.C. Jaeger [20]) şi altele.

Primită la redacţie la 27 decembrie 1966

BIBLIOGRAFIE

1. Stratton J. A., *Electromagnetic Theory*. McGraw-Hill Book Company, New York-London, 1941.
2. Ştefănescu S., *Modèles théoriques des milieux hétérogènes pour les méthodes de prospection électrique à courants stationnaires. Etudes de Géophysique pure et appliquée*. Comitetul geologic. Studii tehnice şi economice. Seria D, nr. 2, 1950.
3. Maillet R., H. G. Doll, *Sur un théorème relatif aux milieux électriquement anisotropes et ses applications à la prospection électrique en courant continu*. Ergänzungshefte für angewandte Geophysik, **III**, *1*, Akademischer Verlag, Leipzig, 1932.
4. Schlumberger C. et M., E. G. Leonardon, *Some Observations Concerning Electrical Measurements in Anisotropic Media and Their Interpretation*. American Institute of Mining & Metallurgical Engineers. Tech. Publ. nr. 505 (Class L. Nr. 40), 1933.
5. Maillet R., *The Fundamental Equations of Electrical Prospecting*. Geophysics, **XII**, *4* (1947).
6. Anişcenko G. N., B. V. Şalinov, *Pole tocecinogo istocinika toka na poverhnosti gorizontalino-sloistîh anizotropnîh razrezov s gorizontalnîm i vertikalnîm zaleganiem anizotropnîh sred*. Prikladnaia gheofizika, vîp. 33, Gostoptehizdat, Moskva, 1962.
7. Dahnov V. N., *Electriceskaia razvedka nefteanîh i gazovîh mestorojdenii*. Moskva-Leningrad, Gostoptehizdat, 1953.
8. Zaborovskii A. I., *Elektrorazvedka*. Moskva, Gostopotehizdat, 1963.
9. Grant F. S., G. F. West, *Interpretation Theory in Applied Geophysics*, McGraw-Hill Book Company, New York-London, 1965.
10. Rădulescu M., *Bazele teoretice ale prospecţiunii electrice* (în *Prospecţiuni geofizice*, vol. II, coordonator Liviu Constantinescu), Edit. tehnică, Bucureşti, 1965.
11. Ştefănescu S., *Cîmpul magnetic al curenţilor electrici staţionari în mediile eterogene* α. Bul. ştiinţific Acad. R.P.R., Secţiunea de ştiinţe matematice şi fizice, **V**, *1* (1953).
12. Ştefănescu S., V. Vîjdea, S. Nicolau, *Noi aplicaţii ale mediilor eterogene* α *în teoria prospecţiei electrice cu curent continuu*. Studii şi cercetări de geofizică, **I**, *1* (1963).
13. Ştefănescu S., M. Rădulescu, *Modele electrometrice de medii* α *bidimensionale. Soluţii cu singularităţi polare liniare* (*I*). Studii şi cercetări de geologie, geofizică şi geografie, seria geofizică, **III**, *2* (1965).

14. ȘTEFĂNESCU S., M. RĂDULESCU, *Modele electrometrice de medii α bidimensionale. Soluții cu singularități polare liniare (II)*. Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie, seria geofizică, **IV**, *1* (1966).
15. MUSKAT M., *The Flow of Homogeneous Fluids through Porous Media*. McGraw-Hill Book Company, New York-London, 1937.
16. MUSKAT M., *Physical Principles of Oil Production*. McGraw-Hill Book Company, New York-Toronto-London, 1949.
17. SCHEIDEGGER A. E., *The Physics of Flow through Porous Media*. Revised Edition, University of Toronto Press, 1960.
18. OROVEANU T., *Scurgerea fluidelor prin medii poroase neomogene*. Edit. Acad., București, 1963.
19. GHEORGHIȚĂ I. ȘT., *Metode matematice în hidrogazodinamica subterană*. Edit. Acad., București, 1966.
20. CARSLAW H. S., J. C. JAEGER, *Conduction of Heat in Solids*, 2nd Ed., Oxford University Press, 1959.

ENERGIA ELASTICĂ EMISĂ DE EXPLOZIA EXECUTATĂ ÎN CAVITATE CILINDRICĂ

DE

D. ENESCU

Centrul de cercetări geofizice Bucureşti, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

1. INTRODUCERE

De cele mai multe ori, în prospecţiunea seismică, undele elastice sînt generate prin explozii în găuri cilindrice forate special la adîncimi de ordinul metrilor sau zecilor de metri. Pe lîngă exploziv, în gaura de sondă se găsesc resturi din fluidul de foraj şi apa cu care se face burajul exploziei. Burajul se face în scopul dirijării în jos a unei părţi cît mai mari din energia de explozie şi în scopul eliminării undelor sonore care pot perturba înregistrările undelor utile.

Teoriile date de Sharpe (1942), Enescu (1964) şi Enescu şi Piscupescu (1965) nu sînt fundamentate pentru cazul formei cilindrice a încărcăturii şi nici nu iau în consideraţie fenomenele ce se produc datorită existenţei fluidului din cavitatea în care se execută explozia.

Heelan (1953) a arătă că, atunci cînd o presiune $p(t)$ uniformă acţionează lateral pe pereţii unei cavităţi cilindrice, sînt generate ambele tipuri de unde (longitudinale şi transversale). Cele transversale sînt de tip SV, adică sînt polarizate în planul format de direcţia de propagare şi axa sursei. Atît undele P, cît şi cele de tip SV generate în asemenea condiţii au proprietăţi direcţionale. Teoria (Heelan, 1953) arată că amplitudinea undei SV este maximă în direcţiile care fac un unghi de 45° cu axa cavităţii cilin drice, iar unda P are amplitudinea maximă în direcţiile perpendiculare pe această axă.

Măsurătorile făcute de White şi Sengbush (1963) confirmă posibilitatea generării de către o asemenea sursă a ambelor tipuri de unde (P şi S), dar nu s-a obţinut o concordanţă bună între teorie şi datele de observaţie decît atunci cînd s-a luat în consideraţie şi fluidul din gaura de sondă. În fluidul din gaura de împuşcare ia naştere un puls (o undă) care, în timp ce se propagă prin gaura de sondă, generează undă transversală.

S-au făcut experienţe (White şi Sengbush, 1963) într-o formaţiune geologică omogenă, cu geofoni pentru trei componente amplasaţi pe un dispozitiv semicircular, cu centrul în centrul exploziei. Analiza datelor de obser-

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 5, NR. 1, P. 63–70, BUCUREŞTI, 1967

vație obținute prin aceste experiențe a arătat că prin împușcare în cavitate cilindrică (în care este prezent și fluidul de buraj) sînt produse toate tipurile de unde P, SV și SH.

Raportul amplitudinilor S/P observat este maxim în cazul în care unghiul format de direcția sursă-receptor cu axa găurii de împușcare este mic. Prin experiențe s-a dovedit că acest raport este mare, datorită creșterii amplitudinii undei S, creștere cauzată de pulsul prin fluid.

Prin urmare, unda S este generată datorită împușcării în cavitate cilindrică, iar pulsul prin fluid modifică numai amplitudinea acesteia (modificare ce vine să explice marea abatere a caracteristicii de directivitate observate față de cea teoretică). Este foarte posibil ca pulsul prin fluid să cauzeze și apariția undei SH.

2. ECUAȚIILE CÎMPULUI VITEZELOR DE OSCILAȚIE

Dacă o presiune $p(t)$ uniformă acționează lateral pe pereții unei cavități cilindrice (fig. 1), sînt generate ambele unde (P și S), iar expresiile componentelor deplasărilor provocate de un element dz al sursei aflat în jurul originii (fig. 1) au, după Heelan (1953), forma

$$du_P = Rf_P, \quad dw_P = Zf_P, \quad du_S = Zf_S, \quad dw_S = Rf_S, \tag{1}$$

unde

u_P, w_P sînt componentele radială, respectiv axială ale deplasării în unda P;

u_S, w_S componentele deplasării (radială și axială) în unda S;

R și Z coordonatele (radială și axială) ale unui punct M din mediu;

$$f_P = \frac{b^2 dz \left\{1 - \left[2\frac{V_S^2}{V_P^2}\right]\left[\frac{Z^2}{Z^2+R^2}\right]\right\}}{4\mu V_P (Z^2+R^2)} \cdot \frac{d}{dt}\left[p\left(t - \frac{\sqrt{Z^2+R^2}}{V_P}\right)\right], \tag{2}$$

$$f_S = \frac{b^2 Z R\, dz}{2\mu V_S (Z^2+R^2)^2} \cdot \frac{d}{dt}\left[p\left(t - \frac{\sqrt{Z^2+R^2}}{V_S}\right)\right], \tag{3}$$

în care V_P și V_S sînt vitezele de propagare a undelor P și S; V_f viteza undelor prin fluidul din gaura de sondă; μ modulul de forfecare; b raza găurii de sondă.

Întrucît undele produse de o explozie în gaură de sondă nu se datoresc numai presiunii $p(t)$ pe pereții găurii, ci și pulsului prin fluidul din gaura de împușcare, este necesar ca în expresiile componentelor deplasărilor în undele P și S să fie inclus și efectul acestui puls. Pulsul prin fluid este definit de funcțiile $p\left(t - \frac{z}{V_f}\right)$ pentru $z>0$ și $p\left(t + \frac{z}{V_f}\right)$ pentru $z<0$.

În felul acesta a fost pusă problema de White și Sengbush (1963), care, pornind de la relațiile date de Heelan, au stabilit expresiile deplasărilor în undele P și S generate de o sursă cilindrică.

În scopul stabilirii expresiilor densității de energie este necesar să găsim mai întîi ecuațiile vitezelor de oscilație. Pentru aceasta vom folosi tot relațiile date de Heelan.

Prezentăm rezolvarea problemei pentru una din componentele vitezei de oscilație; pentru celelalte componente, rezolvarea este asemănătoare.

Astfel, ținînd seama de (1) și de pulsul prin gaura de sondă, componenta radială a vitezei de oscilație în unda P produsă de o sursă cilindrică (fig. 1) are expresia

$$\frac{\partial u_P}{\partial t} = \int_{-z_0}^{0} \frac{b^2\left\{1-\left[\frac{2V_S^2}{V_P^2}\right]\left[\frac{(Z-z)^2}{(Z-z)^2+R^2}\right]\right\}R}{4\mu\, V_P\,[(Z-z)^2+R^2]} \cdot \frac{\mathrm{d}^2}{\mathrm{d}t^2}\left[p\left(t+\frac{z}{V_f}-\frac{\sqrt{(Z-z)^2+R^2}}{V_P}\right)\right]\mathrm{d}z + \int_{0}^{z_0} \frac{b^2\left\{1-\left[\frac{2V_S^2}{V_P^2}\right]\left[\frac{(Z-z)^2}{(Z-z)^2+R^2}\right]\right\}R}{4\mu\, V_P\,[(Z-z)^2+R^2]} \cdot \frac{\mathrm{d}^2}{\mathrm{d}t^2}\left[p\left(t-\frac{z}{V_f}-\frac{\sqrt{(Z-z)^2+R^2}}{V_P}\right)\right]\mathrm{d}z. \quad (4)$$

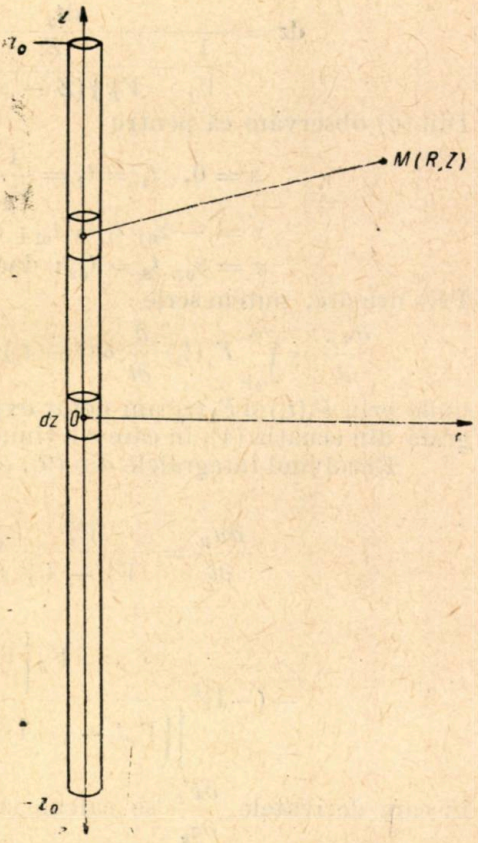


Fig. 1

Dacă admitem că presiunea $p(t)$ este o funcție dreptunghiulară unitate, adică

$$p(t) = \begin{cases} 1(t) \text{ pentru } t \geqslant 0 \\ 0 \text{ pentru } t < 0, \end{cases} \quad (5)$$

cele două derivate de ordinul doi ale funcției $p(t)$ pot fi scrise sub forma:

$$\frac{\mathrm{d}^2}{\mathrm{d}t^2} p(t-t_1) = \frac{\partial}{\partial t}\,\delta(t-t_1),$$

$$\frac{\mathrm{d}^2}{\mathrm{d}t^2} p(t-t_2) = \frac{\partial}{\partial t}\,\delta(t-t_2),$$

unde $\delta(t)$ este funcția Dirac, iar t_1 și t_2 au expresiile

$$t_1 = -\frac{z}{V_f} + \frac{\sqrt{(Z-z)^2+R^2}}{V_P} \text{ pentru } z < 0,$$

$$t_2 = \frac{z}{V_f} + \frac{\sqrt{(Z-z)^2+R^2}}{V_P} \text{ pentru } z > 0. \quad (6)$$

Din (6) se deduce

$$dz = -\frac{dt_1}{\frac{1}{V_f} + \frac{Z-z}{V_P\sqrt{(Z-z)^2+R^2}}} \quad \text{pentru } z<0,$$
$$dz = \frac{dt_2}{\frac{1}{V_f} - \frac{Z-z}{V_P\sqrt{(Z-z)^2+R^2}}} \quad \text{pentru } z>0. \tag{7}$$

Din (6) observăm că pentru

$$z=0,\ t_1=t_2=\frac{1}{V_P}\sqrt{Z^2+R^2}=t_{0P},$$
$$z=-z_0,\ t_1=t_{01};\ \text{dacă } z=-\infty,\ t_{01}=\infty, \tag{8}$$
$$z=z_0,\ t_2=t_{02};\ \text{dacă } z=\infty,\ t_{02}=\infty.$$

Prin urmare, putem scrie

$$\frac{\partial u_P}{\partial t}=\int_{t_{0P}}^{t_{01}} F_1(t_1)\frac{\partial}{\partial t}\delta(t-t_1)\,dt_1+\int_{t_{0P}}^{t_{02}} F_2(t_2)\frac{\partial}{\partial t}\delta(t-t_2)\,dt_2, \tag{9}$$

unde prin $F_1(t_1)$ și $F_2(t_2)$ am notat expresiile complicate de sub semnele integrală din ecuația (4), în care s-a ținut seama și de expresiile (7) pentru dz.

Rezolvînd integralele din (9), obținem

$$\frac{\partial u_P}{\partial t}=\frac{V_f^2}{V_P^2-V_f^2}\sum_{k=1}^{2}(-1)^k\frac{\partial F_k}{\partial z_k}\left\{\frac{V_P^2}{V_f}-\right.$$
$$\left.-(-1)^k\frac{V_P\left[V_Pt-(-1)^k\frac{V_PZ}{V_f}\right]}{\left[\left(V_Pt-(-1)^k\frac{V_PZ}{V_f}\right)^2+\left(\frac{V_P^2}{V_f^2}-1\right)R^2\right]^{1/2}}\right\}, \tag{10}$$

în care derivatele $\frac{\partial F_k}{\partial z_k}$ se calculează simplu, cunoscînd funcția F_k, care are forma

$$F_k(t)=\frac{b^2\left\{1-\left[\frac{2V_S^2}{V_P^2}\right]\left[\frac{(Z-z_k)^2}{(Z-z_k)^2+R^2}\right]\right\}R}{4\mu\left\{\frac{V_P}{V_f}-\frac{(-1)^k(Z-z_k)}{[(Z-z_k)^2+R^2]^{1/2}}\right\}[(Z-z_k)^2+R^2]}, \tag{11}$$

unde

$$z_k=(-1)^k\frac{\left[\frac{V_P^2t}{V_f}-(-1)^kZ\right]-(-1)^k\left[\left(V_Pt-(-1)^k\frac{V_PZ}{V_f}\right)^2+\left(\frac{V_P^2}{V_f^2}-1\right)R^2\right]^{1/2}}{\frac{V_P^2}{V_f^2}-1}, \tag{12}$$

pentru $t>\frac{1}{V_P}[Z^2+R^2]^{1/2}$.

În mod analog se deduc expresiile celorlalte componente ale vitezei de oscilație. Astfel, componenta verticală a vitezei de oscilație în unda P are expresia

$$\frac{\partial w_P}{\partial t} = \frac{V_f^2}{V_P^2 - V_f^2} \sum_{k=3}^{4} (-1)^k \frac{\partial F_k}{\partial z_{k-2}} \left\{ \frac{V_P^2}{V_f} - \right.$$

$$\left. - (-1)^k \frac{V_P \left[V_P t - (-1)^k \frac{V_P Z}{V_f} \right]}{\left[\left(V_P t - (-1)^k \frac{V_P Z}{V_f} \right)^2 + \left(\frac{V_P^2}{V_f^2} - 1 \right) R^2 \right]^{1/2}} \right\}, \tag{13}$$

unde

$$F_k(t) = \frac{b^2 \left\{ 1 - \left[\frac{2V_S^2}{V_P^2} \right] \left[\frac{(Z - z_{k-2})^2}{(Z - z_{k-2})^2 + R^2} \right] \right\} (Z - z_{k-2})}{4\mu \left\{ \frac{V_p}{V_f} - \frac{(-1)^k (Z - z_{k-2})}{[(Z - z_{k-2})^2 + R^2]^{1/2}} \right\} [(Z - z_{k-2})^2 + R^2]}, \tag{14}$$

în care z_{k-2} are forma (12).

Pentru componenta orizontală a vitezei de oscilație în unda S se obține următoarea relație :

$$\frac{\partial u_S}{\partial t} = \frac{V_f^2}{V_S^2 - V_f^2} \sum_{k=5}^{6} (-1)^k \frac{\partial F_k}{\partial z_{k-2}} \left\{ \frac{V_S^2}{V_f} - \right.$$

$$\left. - (-1)^k \frac{V_S \left[V_S t - (-1)^k \frac{V_S Z}{V_f} \right]}{\left[\left(V_S t - (-1)^k \frac{V_S Z}{V_f} \right)^2 + \left(\frac{V_S^2}{V_f^2} - 1 \right) R^2 \right]^{1/2}} \right\}, \tag{15}$$

unde

$$F_k(t) = \frac{b^2 [(Z - z_{k-2})^2 R]}{2\mu \left\{ \frac{V_S}{V_f} - \frac{(-1)^k (Z - z_{k-2})}{[(Z - z_{k-2})^2 + R^2]^{1/2}} \right\} [(Z - z_{k-2})^2 + R^2)^2} \tag{16}$$

și

$$z_{k-2} = (-1)^k \frac{\left[\frac{V_S^2 t}{V_f} - (-1)^k Z \right] - (-1)^k \left[\left(V_S t - (-1)^k \frac{V_S Z}{V_f} \right)^2 + \left(\frac{V_S^2}{V_f^2} - 1 \right) R^2 \right]^{1/2}}{\frac{V_S^2}{V_f^2} - 1}, \tag{17}$$

pentru $t > \frac{1}{V_s} [Z^2 + R^2]^{1/2}$.

Componenta verticală a vitezei de oscilație în unda S are o expresie asemănătoare, adică

$$\frac{\partial w_S}{\partial t} = \frac{V_f^2}{V_S^2 - V_f^2} \sum_{k=7}^{8} (-1)^k \frac{\partial F_k}{\partial z_{k-4}} \left\{ \frac{V_S^2}{V_f} - \right.$$

$$\left. - (-1)^k \frac{V_S \left[V_S t - (-1)^k \frac{V_S Z}{V_f} \right]}{\left[\left(V_S t - (-1)^k \frac{V_S Z}{V_f} \right)^2 + \left(\frac{V_S^2}{V_f^2} - 1 \right) R^2 \right]^{1/2}} \right\}, \tag{18}$$

în care

$$F_k(t) = \frac{b^2 [(Z - z_{k-4}) R^2]}{2\mu \left\{ \frac{V_S}{V_f} - \frac{(-1)^k (Z - z_{k-4})}{[(Z - z_{k-4})^2 + R^2]^{1/2}} \right\} [(Z - z_{k-4})^2 + R^2]^2}, \tag{19}$$

iar z_{k-4} are forma (17).

3. ECUAȚIILE DENSITĂȚII FLUXULUI DE ENERGIE

Densitatea fluxului de energie emisă de sursă sub formă de unde elastice are expresiile

$$\frac{de_P}{dt} = \rho V_P \left[\left(\frac{\partial u_P}{\partial t} \right)^2 + \left(\frac{\partial w_P}{\partial t} \right)^2 \right], \tag{20}$$

pentru undele longitudinale;

$$\frac{de_S}{dt} = \rho V_S \left[\left(\frac{\partial u_S}{\partial t} \right)^2 + \left(\frac{\partial w_S}{\partial t} \right)^2 \right], \tag{21}$$

pentru undele transversale, unde ρ este densitatea mediului în care se află sursa.

Calculînd mărimile componentelor vitezelor de oscilație în undele P și S cu ajutorul formulelor (10) — (19), putem determina densitatea fluxului de energie folosind formulele (20) și (21).

Formulele stabilite mai sus dau mărimi ce corespund unei presiuni în sursă $p(t)$ de forma $p(t) = 1(t)$.

Dacă presiunea în sursă are o formă oarecare, adică

$$p(t) = p_0 f(t), \tag{22}$$

densitatea fluxului de energie poate fi obținută cu ajutorul integralei de convoluție. În cazul nostru, integrala de convoluție pentru viteza de oscilație are forma

$$\frac{\partial U}{\partial t} = p_0 \int_{t_{0i}}^{t_{0i}} \ddot{f}(\tau) \frac{\partial}{\partial t} u(t - \tau) \, d\tau, \tag{23}$$

unde $\ddot{f}(\tau)$ este derivata de ordinul doi a funcției $f(\tau)$, în raport cu timpul, $\frac{\partial u}{\partial t}$ viteza de oscilație rezultată prin aplicarea unei presiuni de forma (5), $\frac{\partial U}{\partial t}$ viteza de oscilație rezultată prin aplicarea unei presiuni de formă arbitrară (22),

$$t_{0n} = \frac{1}{V_n}\sqrt{Z^2+R^2}\,; \quad n = P, S\,;$$

$i = 1{,}2$ pentru unda longitudinală (vezi expresiile (8)), iar $i = 3{,}4$ pentru unda transversală (vezi expresiile (29)).

Densitatea fluxului de energie rezultată prin aplicarea unei presiuni de formă arbitrară (22) va avea deci expresia

$$\frac{\mathrm{d}E_n}{\mathrm{d}t} = \rho V_n p_0^2 \left[\int_{t_{0n}}^{t_{0i}} \ddot{f}(\tau)\frac{\partial}{\partial t}u(t-\tau)\,\mathrm{d}\tau\right]^2. \tag{24}$$

Prin urmare, putem scrie pentru unda longitudinală următoarea expresie a densității fluxului de energie:

$$\frac{\mathrm{d}E_P}{\mathrm{d}t} = \frac{p_0^2\rho V_P V_f^4}{(V_P^2-V_f^2)^2}\left\{\left[\sum_{k=1}^{2}\int_{t_{0P}}^{t_{0k}} P(t_k)\frac{\partial F_k}{\partial z_k}\ddot{f}(t-t_k)\,\mathrm{d}t_k\right]^2 + \right.$$

$$\left. + \left[\sum_{k=3}^{4}\int_{t_{0P}}^{t_{0,\,k-2}} P(t_{k-2})\frac{\partial F_k}{\partial z_{k-2}}\ddot{f}(t-t_{k-2})\,\mathrm{d}t_{k-2}\right]^2\right\}, \tag{25}$$

unde

$$[P(t_k)]_{k=1,2} = (-1)^k \times$$

$$\times\left\{\frac{V_P^2}{V_f} - (-1)^k \frac{V_P\left[V_P t_k - (-1)^k\frac{V_P Z}{V_f}\right]}{\left[\left(V_P t_k - (-1)^k\frac{V_P Z}{V_f}\right)^2 + \left(\frac{V_P^2}{V_f^2}-1\right)R^2\right]^{1/2}}\right\} = [P(t_{k-2})]_{k=3,4}$$

pentru $t_k > \frac{1}{V_P}[Z^2+R^2]^{1/2}$, iar $P(t_k) = 0$ pentru $t_k < \frac{1}{V_P}[Z^2+R^2]^{1/2}$.

Densitatea fluxului de energie în unda transversală are expresia

$$\frac{\mathrm{d}E_S}{\mathrm{d}t} = \frac{p_0^2\rho V_S V_f^4}{(V_S^2-V_f^2)^2}\left\{\left[\sum_{k=5}^{6}\int_{t_{0S}}^{t_{0,\,k-2}} S(t_{k-2})\frac{\partial F_k}{\partial z_{k-2}}\ddot{f}(t-t_{k-2})\,\mathrm{d}t_{k-2}\right]^2 + \right.$$

$$\left. + \left[\sum_{k=7}^{8}\int_{t_{0S}}^{t_{0,\,k-4}} S(t_{k-4})\frac{\partial F_k}{\partial z_{k-4}}\ddot{f}(t-t_{k-4})\,\mathrm{d}t_{k-4}\right]^2\right\}, \tag{26}$$

în care

$$[S(t_{k-2})]_{k=5,6} = (-1)^k \times$$

$$\left\{ \frac{V_S^2}{V_f} - (-1)^k \frac{V_S \left[V_S t_{k-2} - (-1)^k \dfrac{V_S Z}{V_f} \right]}{\left[\left(V_S t_{k-2} - (-1)^k \dfrac{V_S Z}{V_f} \right)^2 + \left(\dfrac{V_S^2}{V_f^2} - 1 \right) R^2 \right]^{1/2}} \right\} = [S(t_{k-4})]_{k=7,8} \tag{27}$$

pentru $t_{k-2} > \dfrac{1}{V_S} [Z^2 + R^2]^{1/2}$, iar $S(t_{k-2}) = 0$ pentru $t_{k-2} < \dfrac{1}{V_S} [Z^2 + R^2]^2$;

$$t_3 = -\frac{z}{V_f} + \frac{\sqrt{(Z-z)^2 + R^2}}{V_S} \quad \text{pentru } z < 0,$$

$$t_4 = \frac{z}{V_f} + \frac{\sqrt{(Z-z)^2 + R^2}}{V_S} \quad \text{pentru } z > 0. \tag{28}$$

Pentru

$$\begin{aligned} &z = 0,\ t_3 = t_4 = t_{0S}; \\ &z = -z_0,\ t_3 = t_{03};\ z = -\infty,\ t_{03} = \infty, \\ &z = z_0,\ t_4 = t_{04};\ z = \infty,\ t_{04} = \infty. \end{aligned} \tag{29}$$

Întrucît expresiile funcţiilor

$$P(t_k),\ S(t_{k-2}),\ \frac{\partial F_k}{\partial z_k},\ \frac{\partial F_k}{\partial z_{k-2}},\ \frac{\partial F_k}{\partial z_{k-4}}$$

sînt complicate, calculul densităţii fluxului de energie (calcularea funcţiilor ce intră în componenţa ecuaţiilor (25) şi (26) şi convoluţiile din acestea) se poate efectua numai cu ajutorul maşinilor electronice. Cunoscînd densitatea fluxului de energie, se pot calcula, după metodele cunoscute, densitatea de energie şi energia radiată de sursă.

Primită la redacţie la 28 decembrie 1966

BIBLIOGRAFIE

ENESCU D., *O soluţie a problemei generării undelor longitudinale şi transversale cu ajutorul exploziilor.* Studii şi cercetări de geologie, geofizică şi geografie, seria geofizică, **2**, 21—25 (1964).

ENESCU D., PISCUPESCU G., *Champ des déplacements et l'énergie émise par une explosion sous forme d'ondes P et S.* Revue roumaine de géologie, géophysique et géographie, Série de géophysique, **9**, *2*, 177—184 (1965).

HEELAN P. A., *Radiation from a cylindrical source of finite length*, Geophysics, **18**, 685—696 (1953).

SHARPE J. A., *The production of elastic waves by explosion pressures.* Geophys., **2**, *3*, 144—154 şi 311—321 (1942).

WHITE J. E., R. L. SENGBUSH, *Shear waves from explosive sources.* Geophysics, **28**, *6*, 1 001—1 019 (1963).

CONTRIBUȚII LA METODICA DE DETERMINARE A EFECTULUI SEISMIC AL EXPLOZIILOR ASUPRA CONSTRUCȚIILOR

DE

D. ENESCU

Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

1. INTRODUCERE

În condiții obișnuite, problema studierii efectului seismic al exploziilor asupra instalațiilor și clădirilor constă în determinarea greutății încărcăturilor de exploziv nepericuloase pentru instalațiile și construcțiile existente, fără să fie necesară consolidarea acestora prin măsuri antiseismice speciale. În cazurile în care urmează să se construiască noi clădiri, se pune problema determinării zonelor periculoase din punct de vedere seismic, în așa fel încît la proiectarea construcțiilor să fie posibilă luarea în considerare a viitoarelor oscilații seismice.

În prezent sînt elaborate normative de calculare și proiectare a clădirilor și instalațiilor ce se pot face în regiunile supuse cutremurelor de pămînt. Toate indicațiile de calcul și proiectare a construcțiilor sînt date în aceste normative în funcție de intensitatea cutremurului de pămînt, exprimată în grade după scala seismică. Pentru a se putea folosi aceste normative în condițiile exploziilor seismice, trebuie să se rezolve următoarele trei probleme (Medvedev și Liamzina, 1962) :

— determinarea intensității oscilațiilor seismice în funcție de greutatea încărcăturii de exploziv și de distanța față de sursă ;

— stabilirea unor relații de trecere de la intensitatea oscilațiilor seismice produse de explozii la gradele scalei seismice date pentru cutremurele naturale ;

— stabilirea celor mai importante particularități ale acțiunii seismice a exploziei, plecînd de la deosebirile fizice dintre oscilațiile seismice produse de explozii și cele produse de cutremure.

În această lucrare dăm o soluție pentru cea de-a doua problemă din cele trei enumerate mai sus, stabilind cîteva relații de trecere de la energia elastică produsă de explozii la scala de magnitudini dată pentru cutremurele de pămînt naturale și o formulă cu ajutorul căreia pot fi determinate

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 5, NR. 1, P. 71–77, BUCUREȘTI, 1967

razele zonelor periculoase din punct de vedere seismic. Prin acestea aducem unele completări și îmbunătățiri la metodica dată de Medvedev și Liamzina (1962).

2. FORMULE PENTRU DETERMINAREA MAGNITUDINII EXPLOZIILOR

Problema determinării energiei cutremurelor de pământ folosind undele de volum și de suprafață este în mare parte rezolvată. S-a stabilit un mare număr de formule, care permit determinarea energiei undelor seismice cu suficientă precizie. La precizia cerută în cercetarea efectului seismic al exploziilor este satisfăcătoare formula aproximativă dată de Galițin care are forma

$$E_0 = 2\pi r^2 e^{\alpha r} E_r, \tag{1}$$

unde E_0 este energia oscilațiilor seismice în apropierea focarului, E_r densitatea de energie în punctul de observație situat la distanța r de focar, α coeficientul de absorbție a energiei datorită imperfectei elasticități a mediului.

Dacă admitem că mărimile E_0 și E_r din formula (1) corespund exploziei cu o încărcătură de 1 kg, atunci

$$E_{0q} = qE_0 \text{ și } E_{rq} = qE_r \tag{2}$$

reprezintă energia în sursă, respectiv densitatea de energie la distanța r, corespunzătoare exploziei unei încărcături de q kilograme. Relația (1) poate fi scrisă deci sub forma

$$E_{0q} = 2\pi r^2 e^{\alpha r} E_{rq}. \tag{1'}$$

Presupunînd că oscilația înregistrată la distanța r de sursă are n perioade, densitatea de energie E_{rq} are expresia

$$E_{rq} = \frac{1}{2}\rho V \sum_{i=1}^{n} v_i^2 T_i, \tag{3}$$

unde ρ este densitatea mediului, V viteza de propagare a undelor, v amplitudinea vitezei de oscilație a particulei, T perioada oscilației.

Mărimile ρ și V se determină prin procedeele cunoscute, iar v și T se obțin cu ajutorul înregistrărilor efectuate în acest scop.

Coeficientul de absorbție α se poate determina prin cercetări de laborator pe probe de roci sau prin prelucrări speciale ale datelor de teren. Studiul absorbției pe baza datelor experimentale de teren se poate face prin mai multe metode. Într-una din aceste metode (Medvedev și Liamzina, 1962) se folosește relația (1') sub forma

$$E_{0q} = 2\pi r^2 E_{rq}\ e^{f(r/r_0)}, \tag{4}$$

în care produsul αr este considerat o funcție de raportul r/r_0, unde r_0 este distanța la care unda de șoc produsă de explozie se transformă în unde elastice.

Cercetările experimentale au arătat că energia raportată la 1 kg de exploziv E_{0q}/q nu variază datorită schimbării încărcăturii q (Medvedev și Liamzina, 1962). Prin urmare se poate scrie următoarea relație între energia E_{0q} și încărcătura de exploziv :

$$E_{0q} = kQq, \tag{5}$$

în care Q este caracteristica energetică a încărcăturii de un kilogram de exploziv, adică energia degajată de 1 kg de exploziv de o anumită calitate, iar k coeficientul care reprezintă partea din energia totală de explozie transformată în oscilații elastice.

Una din cele mai recente relații între energia E a cutremurelor naturale și magnitudinea M a fost dată de Gutenberg și Richter (1956). Această relație are forma

$$\log E = 11{,}8 + 1{,}5\ M. \tag{6}$$

Folosind notațiile noastre, relația (6) devine

$$\log E_{0q} = 11{,}8 + 1{,}5\ M_q, \tag{7}$$

unde M_q este magnitudinea exploziei de încărcătură q.

În cazul exploziilor, relația (7) poate fi scrisă, ținînd seama de (5), sub forma

$$M_q = 0{,}67\ \log q + 0{,}67\ \log kQ - 7{,}86, \tag{8}$$

în care q este greutatea încărcăturii de exploziv în kilograme, iar Q este dat în erg/kg.

Cunoscînd mărimea coeficientului k și a caracteristicii energetice Q se poate determina cu ajutorul relației (8) magnitudinea exploziei de încărcătură q.

Caracteristicile energetice Q ale explozivilor de diferite tipuri sînt stabilite și se găsesc date în lucrările de specialitate. De exemplu, pentru explozivul folosit în experiențele ale căror rezultate au fost analizate de Medvedev și Liamzina (1962) este dată următoarea valoare a caracteristicii energetice :

$$Q = 4{,}3.10^{13}\ \text{erg}/kg. \tag{9}$$

Coeficientul k se poate determina în felul următor. Se execută o serie de explozii de diferite încărcături q, care se înregistrează la diferite distanțe r. Determinînd cu ajutorul seismogramelor înregistrate mărimile v_i ale vitezelor de oscilație și perioadele T_i, se poate calcula cu ajutorul formulei (3) densitate de energie pentru diferite distanțe r și încărcături q.

Împărțind cu q ambii membri ai relației (4) și logaritmînd se obține

$$\ln\left(2\pi r^2 \frac{E_{rq}}{q}\right) = \ln \frac{E_{0q}}{q} - f\,(r/r_0), \tag{10}$$

unde $\ln E_{0q}/q$ este o mărime constantă.

Cunoscînd mărimile densității de energie E_{rq} pentru diferite distanțe r, se construiește graficul de variație a mărimii $\ln\left(2\pi r^2 \frac{E_{rq}}{q}\right)$, în funcție de

distanța r. De pe curba trasată printre punctele observate se poate citi valoarea $\ln E_0$ și se obține mărimea energiei E_0 radiate de 1 kg de exploziv sub formă de unde elastice.

Coeficientul k se determină din relația

$$k = \frac{E_0}{Q}. \tag{11}$$

Pentru explozivul folosit în experiențele analizate de Medvedev și Liamzina (1962) s-a obținut valoarea $E_0 = 6{,}5 \cdot 10^{11}$ erg. Prin urmare,

$$k = 0{,}015. \tag{12}$$

Ținînd seamă de (9) și (12), formula (8) devine

$$M_q = 0{,}67 \log q. \tag{13}$$

Observăm că, în acest caz, formula (8) s-a simplificat foarte mult. Din relația (13) rezultă că explozia efectuată cu o încărcătură de 1 kg de exploziv de caracteristici (9) și (12) produce tot atîta energie elastică cît produce un cutremur natural de magnitudine $M = 0$.

Un cutremur foarte puternic de magnitudine $M = 8{,}5$ produce o energie egală cu energia produsă de o explozie de încărcătură $q = 10^{10}$ tone exploziv de caracteristici (9) și (12).

Cutremurul mare din Vrancea, produs la 10 noiembrie 1940, care a avut magnitudinea $M = 7{,}4$, a produs o energie egală cu energia produsă de explozia unei încărcături $q = 10^8$ tone exploziv de caracteristici (9) și (12).

Totuși, determinarea magnitudinii M_q cu ajutorul formulei (8) este dificilă, întrucît ea necesită cunoașterea celor două mărimi k și Q. Caracteristica energetică Q este dată pentru majoritatea explozivilor folosiți, însă determinarea coeficientului k necesită efectuarea de înregistrări speciale.

S-a arătat (Medvedev și Liamzina 1962) că

$$\sum_{i=1}^{n} v_i^2 T_i \simeq 1{,}25\, v_{\max}^2\, T, \tag{14}$$

unde $v_{\max}$ este viteza maximă de oscilație determinată cu ajutorul seismogramei, iar T perioada acestei oscilații.

S-a arătat de asemenea de aceiași autori că, studiind efectul absorbției în ipoteza

$$E_{0q} = 2\pi r^2 E_{rq} \left(\frac{r}{r_0}\right)^n, \tag{15}$$

se obține $n = 1$. Ținînd seama de (3) și (14), relația (15) devine

$$E_{0q} = 1{,}25\ \pi\ \rho V \frac{r^3}{r_0} v_{\max}^2\, T. \tag{16}$$

Logaritmînd relația (16) și luînd în considerație formula (7), rezultă

$$M_q = 0{,}67 \left[\log\, v_{\max}^2\, T + \log \frac{r^3}{r_0} + \log 4\, \rho\, V - 11{,}8\right]. \tag{17}$$

Formula (17) permite determinarea magnitudinii exploziilor fără să fie necesară cunoașterea coeficientului k și a caracteristicii energetice Q a explozivului. Mărimile v_{max} și T se determină folosind înregistrările efectuate la orice distanță $r > r_0$; densitatea ρ și viteza V de propagare a undelor pot fi determinate prin metodele cunoscute. Dificultatea aplicării formulei (17) constă numai în determinarea razei r_0.

Pentru distanțe $r \gg r_0$ putem considera că $\log \frac{r^3}{r_0} \simeq \log r^3$. Ținînd seama de aceasta, formula (17) poate fi scrisă sub forma

$$M_q = 0{,}67\,[\log v_{max}^2\, T + 3 \log r + \log 4\rho V - 11{,}8]. \qquad (18)$$

Determinarea magnitudinii exploziei cu ajutorul formulei (18) se face mult mai simplu, întrucît aplicarea acestei formule nu mai necesită efectuarea unor înregistrări speciale în scopul determinării coeficientului k, nu impune cunoașterea caracteristicii energetice Q a explozivului și nici determinarea razei r_0.

Prin urmare, pentru orice explozie executată cu orice tip de exploziv se pot determina mărimile v_{max} și T cu ajutorul înregistrărilor efectuate la distanțe $r \gg r_0$, iar cu ajutorul formulei (18) se poate calcula magnitudinea M_q. Evaluarea energiei radiate de explozie sub formă de unde elastice se poate executa foarte simplu, aplicînd formula (7). Este indicat ca magnitudinea M_q să fie determinată pentru mai multe distanțe r și la diferite azimuturi, iar media acestor valori să reprezinte magnitudinea exploziei respective.

3. DETERMINAREA RAZEI ZONELOR PERICULOASE DIN PUNCT DE VEDERE SEISMIC

În afară de aplicațiile arătate, formula (18) face posibilă și determinarea zonelor periculoase din punct de vedere seismic, determinare ale cărei rezultate trebuie luate în considerație la proiectarea clădirilor și instalațiilor ce urmează a fi construite în zonele din apropierea exploziilor puternice. Astfel, dacă valoarea maximă a vitezei de oscilație v_{max} în cazul exploziei corespunde unei viteze de oscilație v_0, care exprimă intensitatea cutremurului în grade ale scalei seismice stabilite pentru cutremurele naturale, relația (18), în care se ia $v_{max} = v_0$, poate fi scrisă sub forma

$$\log r \simeq \frac{1}{3}\,[1{,}5\, M_q - \log v_0^2\, T - \log 4\rho V + 11{,}8]. \qquad (19)$$

Medvedev și Liamzina (1962) dau următoarele valori ale vitezei de oscilație v_0 corespunzătoare intensității cutremurului exprimată în grade ale scalei seismice :

Intensitatea I	v_0 (cm/s)
6	1,00—1,82
7	1,91—3,64
8	3,73—7,28
9	7,37—14,56

Folosind în formula (19) valorile r_0 date se poate evalua distanța r la care o explozie de magnitudine M_q, determinată cu formula (18), are intensitatea I, exprimată în grade ale scalei seismice.

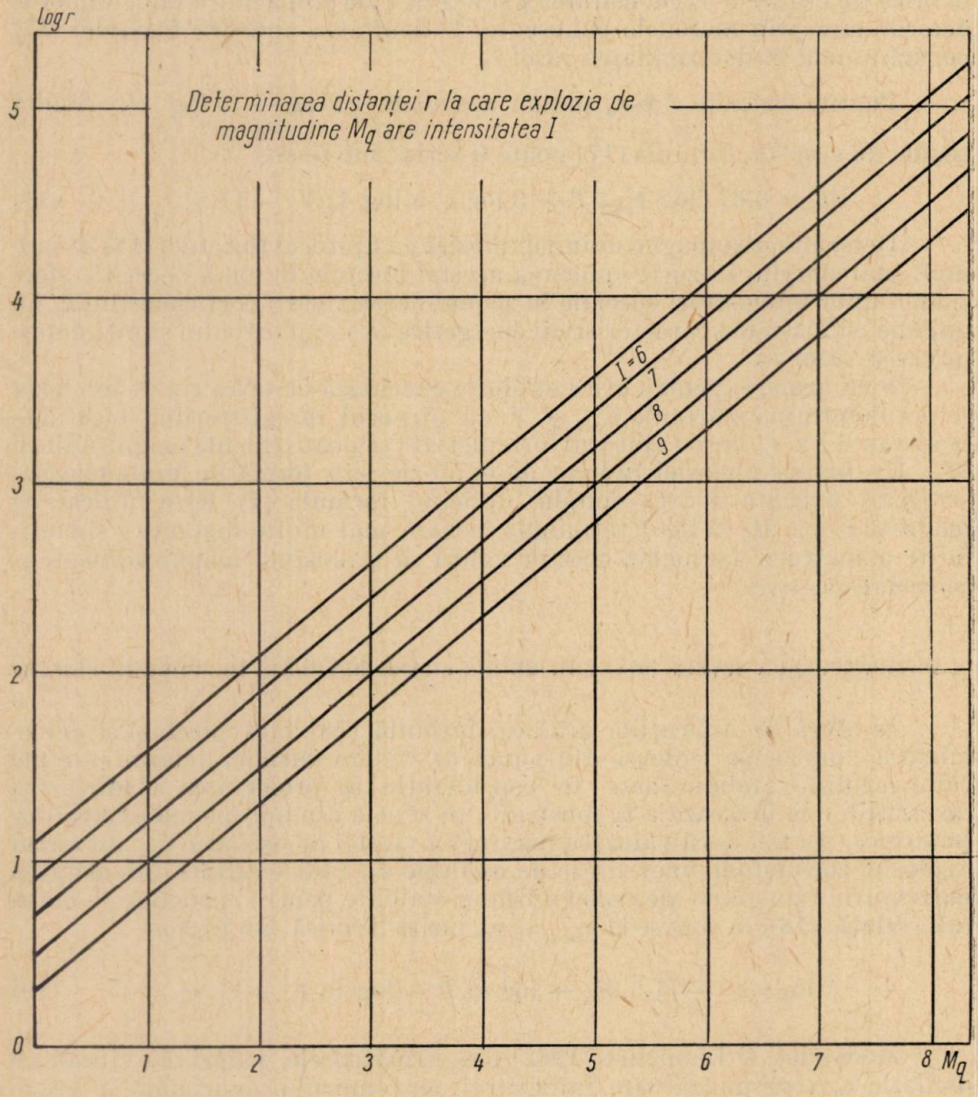


Fig. 1

În figura 1 am reprezentat grafic, folosind formula (19), variația mărimii $\log r$ în funcție de magnitudinea M_q pentru fiecare grad de intensitate seismică.

Prin urmare, pentru a se putea lua în considerație, la proiectarea construcțiilor, efectul seismic al exploziilor ce se vor executa în apropierea acestora în scopuri ce privesc producția (de exemplu exploziile în mină), este

necesar să se efectueze 3—4 explozii cu caracter experimental, folosind încărcături egale sau apropiate de cele ce vor fi folosite în lucrările curente de producție.

Se înregistrează undele produse de aceste explozii la distanțe și azimuturi diferite și se determină cu ajutorul formulei (18) magnitudinea M_q a exploziilor executate. Din graficul expus în figura 1 se poate afla intensitatea I a exploziei (de magnitudine M_q), la distanța r la care urmează să se construiască clădiri sau instalații. Astfel, formula (19) sau graficul din figura 1 face posibilă luarea în considerație (la proiectarea construcțiilor) a intensității exploziilor, exprimată în grade ale scalei seismice. Întrucît a fost neglijată raza r_0 este recomandabil ca la calculul distanței r cu ajutorul formulei (19) să se ia un coeficient de siguranță care, exprimat în procente, să fie de circa 10-20 %. După ce este cunoscută intensitatea I a exploziilor, putem folosi, la calculul și proiectarea construcțiilor, normativele de calculare și proiectare a clădirilor și instalațiilor date pentru cutremurele naturale.

Marele avantaj al procedeului prezentat de noi în această lucrare față de cel dat de Medvedev și Liamzina (1962) constă în faptul că la aplicarea lui nu este necesară efectuarea de lucrări experimentale în scopul determinării coeficientului k și, de asemenea nu este necesară cunoașterea caracteristicii energetice Q a explozivului, întrucît aplicarea formulelor (18) și (19) nu impune folosirea mărimilor k și Q. (Determinarea coeficientului k necesită efectuarea a numeroase explozii de diferite încărcături q, care trebuie să fie înregistrate la diferite distanțe r.)

În cazul aplicării formulelor date în această lucrare, sînt necesare înregistrări ale undelor seismice produse de numai trei sau patru explozii executate cu încărcături q egale sau apropiate de încărcăturile maxime ce vor fi folosite în lucrările curente din acea zonă. Este evident că aceste cîteva explozii cu caracter experimental trebuie executate în condiții cît mai apropiate de cele în care se vor face exploziile necesare lucrărilor ce privesc producția.

Primită la redacție la 28 decembrie 1966

BIBLIOGRAFIE

GUTENBERG B., C. F. RICHTER, *Magnitude and energy of earthquakes*, Ann. Geophys., Roma, **9**, *1* (1956).

МЕДВЕДЕВ С. В., Г. А. ЛЯМЗИНА, *Сейсмический эффект взрывов на руднике*, Труды Института физики Земли, **21** (*188*) (1962).

UNDE REFRACTATE - REFLECTATE ÎNREGISTRATE PRIN METODA SEISMICĂ DE REFLEXIE ÎN PLATFORMA MOESICĂ

DE

D. ENESCU [1]) şi I. CORNEA[2])

INTRODUCERE

Printr-o analiză atentă a seismogramelor obţinute prin metoda seismică de reflexie, se observă uneori numeroase unde, ale căror caracteristici cinematice şi dinamice diferă într-o măsură mai mare sau mai mică de cele ale undelor monogene simplu reflectate, folosite în prospectarea subsolului prin această metodă. Se observă astfel unde difractate, multiple de diferite tipuri, unde refractate-reflectate etc. Dintre acestea, undele difractate şi refractate-reflectate interesează în mod special pe prospectori, deoarece prezenţa lor pe seismograme poate fi legată de existenţa în subsol a unor accidente tectonice interesante din punct de vedere ştiinţific sau economic.

Lucrarea de faţă conţine un studiu al undelor refractate-reflectate înregistrate în unele zone ale Platformei Moesice.

DATELE DE OBSERVAŢIE ŞI TEORIA HODOGRAFULUI UNDELOR REFRACTATE-REFLECTATE

Pe seismogramele înregistrate în unele zone faliate din Platforma Moesică se observă, pe lîngă undele difractate, o undă al cărei hodograf este o dreaptă cu pantă negativă (timpii de sosire a undei la geofonii amplasaţi pe profil descresc pe măsură ce distanţa sursă — receptor creşte). În figura 1 sînt prezentate seismogramele înregistrate într-o zonă faliată din Platforma Moesică. Observăm pe aceste seismograme unde reflectate, difractate şi o undă pe care noi am interpretat-o a fi undă longitudinală refractată-reflectată.

Formarea undei longitudinale refractate-reflectate este posibilă în cazul în care (fig. 2) unda refractată (P_1P_2) cu un unghi de 90°, alunecînd

[1]) Centrul de cercetări geofizice Bucureşti, B-dul Ana Ipătescu nr. 21.

[2]) Întreprinderea de prospecţiuni geologice şi geofizice, Bucureşti, str. Coralilor nr. 20.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ., TOM. 5, NR. 1, P. 79–84, BUCUREŞTI, 1967

pe limita R, întîlneşte planul unei falii F (planul faliei trebuie să fie perpendicular pe planul limitei de separaţie R) pe care se reflectă. Unda reflectată $P_1P_2P_2$ se propagă tot ca undă alunecătoare (unghiurile de incidenţă şi de reflexie pe limita F fiind de 0°) pe limita R, ale cărei puncte devin, conform principiului lui Huygens, surse de oscilaţii care generează unde frontale. Tabloul de unde este mai complicat, însă în figura 2 am reprezentat numai drumul undei longitudinale refractate-reflectate $P_1P_2P_2P_1$. Întrucît această undă soseşte la receptori ca undă frontală, am putea-o denumi undă refractată-reflectată-frontală (pentru a nu fi confundată cu unda refractată-reflectată propriu-zisă). S-a preferat denumirea de undă refractată-reflectată deoarece în prospecţiunea seismică undele frontale sînt considerate (impropriu!) unde refractate.

Această undă a fost identificată şi în lucrările de seismosondaj spaţial efectuate în zona flişului (Constantinescu şi colab. 1967).

Timpul de sosire a undei refractate-reflectate într-un punct oarecare $G\,(x,\,0)$ de pe profil este

$$t = \frac{2h}{V_1 \cos i_0} + \frac{2}{V_2}\left[\frac{\Delta}{\cos\varphi} - h\,\mathrm{tg}\,i_0 \pm h\,\mathrm{tg}\,\varphi\right] - \frac{x\cos(i_0 \mp \varphi)}{V_2 \cos i_0} - \frac{x\sin(i_0 \mp \varphi) - x\cos(i_0 \mp \varphi)\,\mathrm{tg}\,i_0}{V_1}, \tag{1}$$

unde h este adîncimea-ecou a limitei R în punctul de explozie O, V_1 şi V_2 vitezele undelor longitudinale în cele două medii, φ înclinarea limitei, Δ distanţa de la punctul de explozie la proiecţia pe linia de observaţie a punctului reflectator C, i_0 unghiul de incidenţă critic determinat de relaţia

$$\sin i_0 = \frac{V_1}{V_2}.$$

Relaţia (1) poate fi scrisă şi sub forma

$$t = \frac{2}{V_1 \cos\varphi}\left[h\cos(i_0 \mp \varphi) + \Delta \sin i\right] - \frac{x\sin(i_0 \mp \varphi)}{V_1}. \tag{2}$$

Semnul minus corespunde înregistrării în sensul descendent (fig. 2), iar semnul plus sensului ascendent al limitei de separaţie R.

Întrucît mărimile φ, i_0, h, Δ şi V_1 sînt constante, rezultă că hodograful liniar longitudinal al undei refractate-reflectate este o dreaptă (fig. 2).

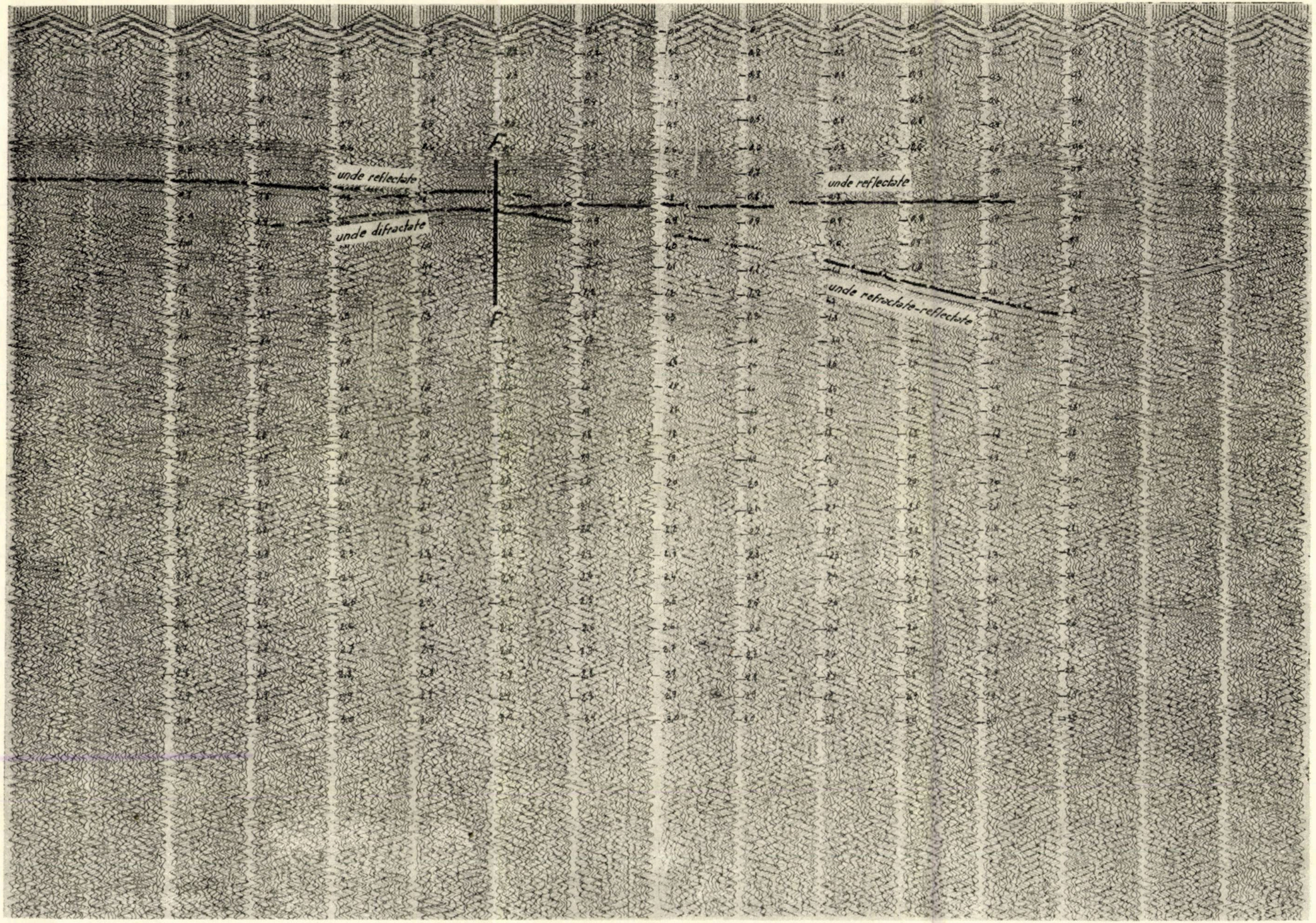
Vitezele aparente

$$V^*_{\mathrm{desc}} = \left(\frac{\mathrm{d}x}{\mathrm{d}t}\right)_{\mathrm{desc}} = -\frac{V_1}{\sin(i_0 - \varphi)}, \qquad V^*_{\mathrm{asc}} = \left(\frac{\mathrm{d}x}{\mathrm{d}t}\right)_{\mathrm{asc}} = -\frac{V_1}{\sin(i_0 + \varphi)}$$

sînt negative şi egale în valoare absolută cu vitezele aparente ale undei refractate (unda frontală $P_1P_2P_1$). Deoarece undele refractate şi refractate-reflectate au sensuri opuse de propagare, observăm că

$$[-V^*_{\mathrm{desc}}]_{rr} = [V^*_{\mathrm{asc}}]_r\,, \qquad [-V^*_{\mathrm{asc}}]_{rr} = [V^*_{\mathrm{desc}}]_r\,, \tag{3}$$

unde indicii rr şi r se referă la unda refractată-reflectată, respectiv refractată.


unde reflectate
unde difractate
unde reflectate
unde refractate-reflectate

d. p. 80

Fig. 1

Timpul t_0 de sosire a undei refractate-reflectate în punctul de abscisă $x = 0$ are expresia

$$t_0 = \frac{2}{V_1 \cos \varphi} [h \cos (i_0 \mp \varphi) + \Delta \sin i). \tag{4}$$

Unda refractată-reflectată este înregistrată în punctele ale căror abscise satisfac condiția

$$x < x_m,$$

unde

$$x_m = \Delta - H \operatorname{tg} (i_0 \mp \varphi) \tag{5}$$

H este adîncimea pe verticală a punctului reflectator C.

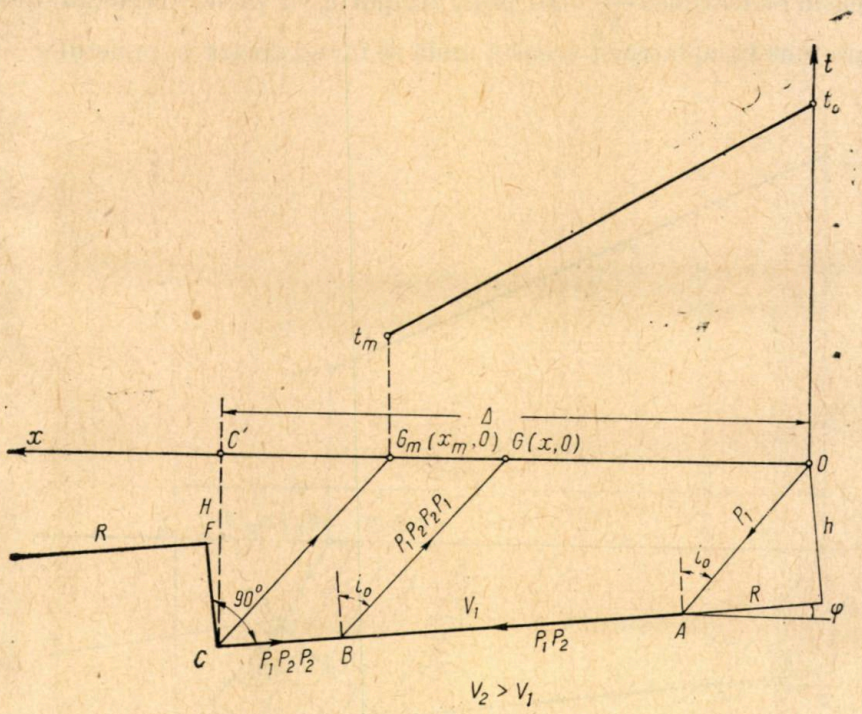


Fig. 2

Timpul minim t_m de pe hodograf (fig. 2) este timpul de sosire a undei refractate-reflectate în punctul de abscisă x_m. Prin urmare,

$$t_m = \frac{2}{V_1 \cos \varphi} [h \cos (i_0 \mp \varphi) + \Delta \sin i_0] - \frac{[\Delta - H \operatorname{tg} (i_0 \mp \varphi)] \sin (i_0 \mp \varphi)}{V_1}. \tag{6}$$

În cazul în care $\varphi = 0$ și planul faliei F este vertical (caz analizat de Michon, 1961), ecuația hodografului undei refractate-reflectate are forma

$$t = \frac{2}{V_1} [h \cos i + \Delta \sin i] - \frac{x}{V_2}. \tag{7}$$

În acest caz, vitezele aparente sînt egale în valoare absolută cu viteza sde propagare în stratul refractator, adică

$$V_2 = -\left(\frac{dx}{dt}\right)_{asc} = -\left(\frac{dx}{dt}\right)_{desc}, \tag{8}$$

ar timpul t_0 est e acelaşi pentru ambele sensuri de observaţie şi are expresia

$$t_0 = \frac{2h\cos i}{V_1} + \frac{2\Delta}{V_2}. \tag{9}$$

Din relaţia (9) observăm că timpul t_0 al undei refractate-reflectate este mai mare decît timpul t_0 de pe hodograful undei refractate, diferind de aceasta cu mărimea $\frac{2\Delta}{V_2}$. În plus, timpul t_0 al undei refractate-reflectate are sens fizic, întrucît această undă se înregistrează în punctul $x = 0$.

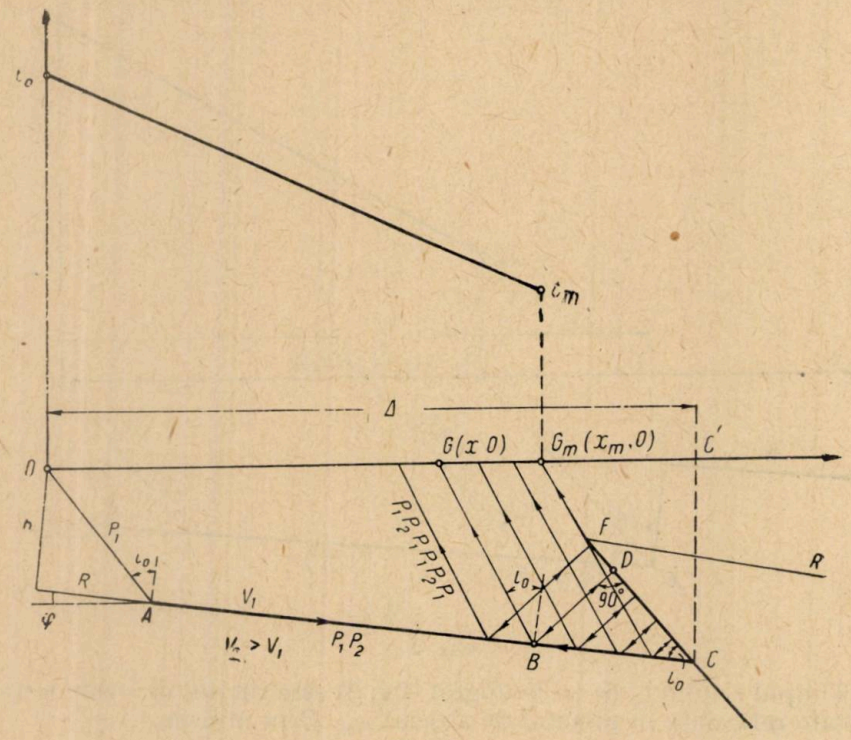


Fig. 3

Expresia timpului minim t_m în cazul limitei orizontale este

$$t_m = \frac{2h\cos i_0}{V_1} + \frac{\Delta}{V_2} + \frac{h\,\mathrm{tg}\, i_0}{V_2}. \tag{10}$$

Un alt model de structură a mediului, în care este posibilă formarea undei refractate-reflectate, este prezentat în figura 3, în care unghiul dintre planul faliei inverse F şi limita de separaţie R este egal cu unghiul critic i_0.

În acest caz, unda refractată cu un unghi de refracție de 90° alunecă pe limita R și generează unde frontale $P_1P_2P_1$. Undele frontale $P_1P_2P_1$ incid pe planul faliei sub un unghi de 0°, se reflectă și sosesc din nou, pe același drum, la limita R, unde se refractă sub un unghi de 90°, dînd naștere unei alte unde alunecătoare, care, la rîndul ei, generează unde frontale ce sosesc la geofonii amplasați pe linia de observație. Unda refractată-reflectată care sosește de fapt la receptori ca undă frontală nu mai poate fi notată cu $P_1P_2P_2P_1$, ci mai degrabă cu $P_1P_2P_1P_1P_2P_1$.

Drumul relativ complicat al acestei unde ne-ar putea conduce la concluzia că înregistrarea ei este practic imposibilă, datorită pierderilor mari de energie ce ar avea loc pe acest drum. În realitate, unda refractată-reflectată apărută într-un asemenea caz trebuie să fie mai intensă decît cea care apare în cazul modelului din figura 2, deoarece pe fiecare punct B al limitei R (fig.3) energia celei de-a doua unde alunecătoare este o sumă a două energii : energia undei alunecătoare propriu-zise ce sosește în acel punct dinspre punctul C și energia undei reflectate pe planul F, sosită în punctul respectiv B în același moment cu unda alunecătoare propriu-zisă. Această constatare este făcută pe baza faptului că

$$t_{BC} = \frac{\overline{BC}}{V_2} = \frac{\overline{BC} \sin i_0}{V_1} = t_{BD}. \qquad (11)$$

Luînd în considerație relația (11) este simplu de dedus că ecuația hodografului undei refractate-reflectate înregistrată în cazul faliei inverse (fig. 3) coincide cu ecuația (1), dedusă pentru cazul (fig.2) faliei normale (sau verticale cînd $\varphi = 0$). Este evident că majoritatea considerațiilor făcute asupra vitezelor aparente și timpilor t_0 și t_m în cazul modelului din figura 2 rămîn valabile și pentru cazul faliei inverse înclinate față de limita R cu unghiul i_0 (fig. 3).

Se mai pot construi și alte modele, în care apariția undei refractate-reflectate este posibilă. Studiul caracteristicilor acestei unde în cazul altor modele este asemănător celui făcut pentru cazurile din figurile 2 și 3.

INTERPRETAREA DATELOR DE OBSERVAȚIE

Revenind la figura 1, în care sînt expuse seismogramele înregistrate într-o zonă din Platforma Moesică, observăm prezența unei falii F, confirmată de o discontinuitate a secțiunii de timp (construită cu ajutorul undelor reflectate) și de prezența undelor difractate. Limita reflectatoare este aproximativ orizontală, iar planul faliei este vertical. Flancul din stînga este ridicat și cel din dreapta coborît. Prin urmare, sîntem în prezența unui caz asemănător cu cel din figura 2, în care trebuie să considerăm $\varphi = 0$.

Prezența undei refractate-reflectate este confirmată de toate considerațiile teoretice făcute mai sus în cazul faliei verticale și limitei de separație orizontale. Astfel, observăm din figura 1 că hodograful acestei unde este o dreaptă cu pantă negativă, unda este înregistrată și în punctul $x = 0$, iar în apropierea faliei unda nu este înregistrată, întrucît ne aflăm în zona G_mC' (fig. 2), în care nu este posibilă existența undei refractate-reflectate. Unda refractată $P_1P_2P_1$ nu este înregistrată, deoarece dispozi-

tivul de înregistrare se află în afara domeniului de existenţă a undei $P_1P_2P_1$, adică în aşa-zisa zonă „mută" a undei refractate. În schimb, domeniul de existenţă a undei refractate-reflectate conţine şi zona mută a undei refractate. Prin urmare, datele de observaţie prezentate în figura 1 sînt în concordanţă cu datele teoriei, ceea ce confirmă prezenţa undei refractate-reflectate pe aceste înregistrări.

Înregistrarea undei refractate-reflectate confirmă (pe lîngă prezenţa undelor difractate) o dată în plus existenţa faliei F. Cazul prezentat în figura 1 este unul din exemplele în care unele unde, considerate de obicei perturbante, pot fi folosite în detectarea unor structuri cu importanţă ştiinţifică sau economică.

Primită la redacţie la 28 decembrie 1966

BIBLIOGRAFIE

CONSTANTINESCU PETRE, MIHAI CRISTEA şi VIOREL RODINA *Asupra naturii undelor seismice înregistrate în cazul exploziilor efectuate pe suprafaţa pămîntului*, în acest volum. p. 85.

MICHON D., *Phénomènes anormaux en sismique réflexion*, Geophysical Prospecting, **IX**, *1* (1961).

ASUPRA NATURII UNDELOR SEISMICE ÎNREGISTRATE ÎN CAZUL EXPLOZIILOR EFECTUATE PE SUPRAFAȚA PĂMÎNTULUI

DE

PETRE CONSTANTINESCU [1]), MIHAI CRISTEA [2]) și VIOREL RODINA [3])

INTRODUCERE

Necesitatea obținerii unei distribuții cît mai uniforme a observațiilor în metoda seismosondajelor spațiale masive (aplicată în zone puțin accesibile) impune generarea undelor seismice prin șarje suspendate sau situate pe sol (T. Poulter, 1950). În cursul lucrărilor de prospecțiune seismică din regiunea văilor Suha Mare, Suha Mică și Moldova, s-au executat o serie de astfel de experimentări [4]). Cu această ocazie s-a constatat că, în cazul șarjelor situate pe sol sau suspendate, se înregistrează pe seismograme un tablou de unde care se deosebește esențial de cel obținut în cazul exploziilor efectuate în aceleași puncte, dar în găuri de sondă. Analiza acestor unde și încercarea de a stabili natura lor fac obiectul prezentei lucrări.

DESCRIEREA DATELOR DE OBSERVAȚIE

Pentru a se da o imagine cît mai completă asupra caracterelor cinematice ale undelor înregistrate în condițiile menționate, se prezintă în figura 1 cîteva exemple de hodografi ai acestor unde, grupați astfel încît, în cadrul unei grupe, poziția punctului de explozie să rămînă constantă. Din examinarea acestor hodografi reiese deosebirea radicală dintre caracterele cinematice ale înregistrărilor, atunci cînd sînt schimbate condițiile de generare ale undelor. Se remarcă însă că tabloul de unde obținut, în cazul cînd exploziile sînt executate în gropi cu apă este identic cu cel obți-

[1]) Institutul de geofizică aplicată București, Șos. Kiseleff nr. 55.

[2]) Întreprinderea geologică de prospecțiuni București, Calea Griviței nr. 64.

[3]) Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice București, str. Coralilor nr. 20.

[4]) Viorel Rodina, Petre Constantinescu și Mihai Cristea, *Raport asupra prospecțiunii seismice în flișul din regiunea Mălini—Gura Humorului*, 1960, Arhiva I.G.P.

nut în cazul cînd exploziile se execută în găuri de sondă. Cele de mai sus sînt ilustrate şi prin cîteva reproduceri de pe seismograme (fig. 2).

Pentru a se evidenţia încă mai mult deosebirile dintre înregistrările obţinute în condiţiile menţionate, se prezintă în figura 3 epurele gradienţilor totali şi vectorii înclinare. Din figură reiese asemănarea gradienţilor maximi determinaţi pe baza impulsurilor înregistrate prin explozii la suprafaţă, cu gradientul maxim al undei înregistrate în primele sosiri.

În ceea ce priveşte parametrii dinamici ai înregistrărilor, nu s-au putut deosebi caractere remarcabile : frecvenţele tuturor undelor înregistrate sînt asemănătoare, iar aprecieri asupra amplitudinilor nu pot fi făcute, întrucît nu au fost realizate înregistrări fără controlul automat al amplificării.

Supunînd materialul de observaţie unei analize detaliate, se constată că pe înregistrările obţinute prin explozii executate pe sol sau deasupra acestuia se pot separa trei categorii de impulsuri. Prima categorie, în care intră marea majoritate a impulsurilor, se caracterizează prin sinfaze practic paralele cu acelea ale „primelor sosiri". Cea de-a doua cuprinde impulsurile caracterizate prin timpi relativ mici de înregistrare (pînă la cca 1,5 s), impulsuri cărora li se poate găsi un corespondent pe seismogramele obţinute prin executarea exploziilor în găuri de sondă. Cea de-a treia categorie cuprinde impulsurile caracterizate prin timpi de înregistrare relativ mai mari şi printr-o viteză aparentă, de-a lungul dispozitivului de înregistrare, diferită faţă de a undei înregistrate în primele sosiri : ele nu au un corespondent pe seismogramele obţinute prin explozii în găuri de sondă. S-a remarcat de asemenea că prelucrarea acestor impulsuri, în vederea obţinerii parametrilor limitei refractatoare, prin metoda gradienţilor, duce la rezultate aberante ($\cos e > 1$).

DESPRE NATURA UNDELOR ÎNREGISTRATE

Compararea impulsurilor înregistrate în cazul exploziilor executate pe sol (sau suspendate) cu cele obţinute prin explozii în găuri de sondă pune în evidenţă faptul că majoritatea impulsurilor înregistrate în primul caz nu corespund unor unde reflectate de limite geologice de adîncime, deci nu sînt înregistrări utile. Principalele caractere cinematice ale acestor impulsuri justifică presupunerea că ele reprezintă unde multiple mixte, majoritatea reflectat-refractate şi unele refractat-reflectate, formate între suprafaţa solului şi baza Z. V. M. Într-adevăr, caracterele cinematice ale undelor observate sînt asemănătoare cu cele stabilite de teoria propagării undelor seismice pentru undele multiple mixte (I. S. Berzon, 1942), şi anume : hodografi cu viteză aparentă constantă, egală cu viteza undei frontale de la limita refractatoare (în cazul undelor reflectat-refractate) sau cu o viteză aparentă ce depinde de ordinul de multiplicitate (în cazul undelor refractat-reflectate).

Prin urmare, cu notaţiile utilizate de N. N. Puzîrev (1959) presupunem că majoritatea undelor sînt de tipul $R_{10} \ldots D_1$, iar unele de tipul $R_{10} \ldots D_1 R_{01}$ [5]).

[5]) Existenţa undelor reflectat-refractate în legătură cu limite superficiale (A. K. Urupov şi L. A. Riabinkin, 1953) sau chiar cazate între suprafaţa solului şi baza Z.V.M. (N. A. Karaev şi I. P. Lukaşin, 1964) a mai fost semnalată în literatură (în lucrările citate însă generarea undelor s-a efectuat în găuri de sondă).

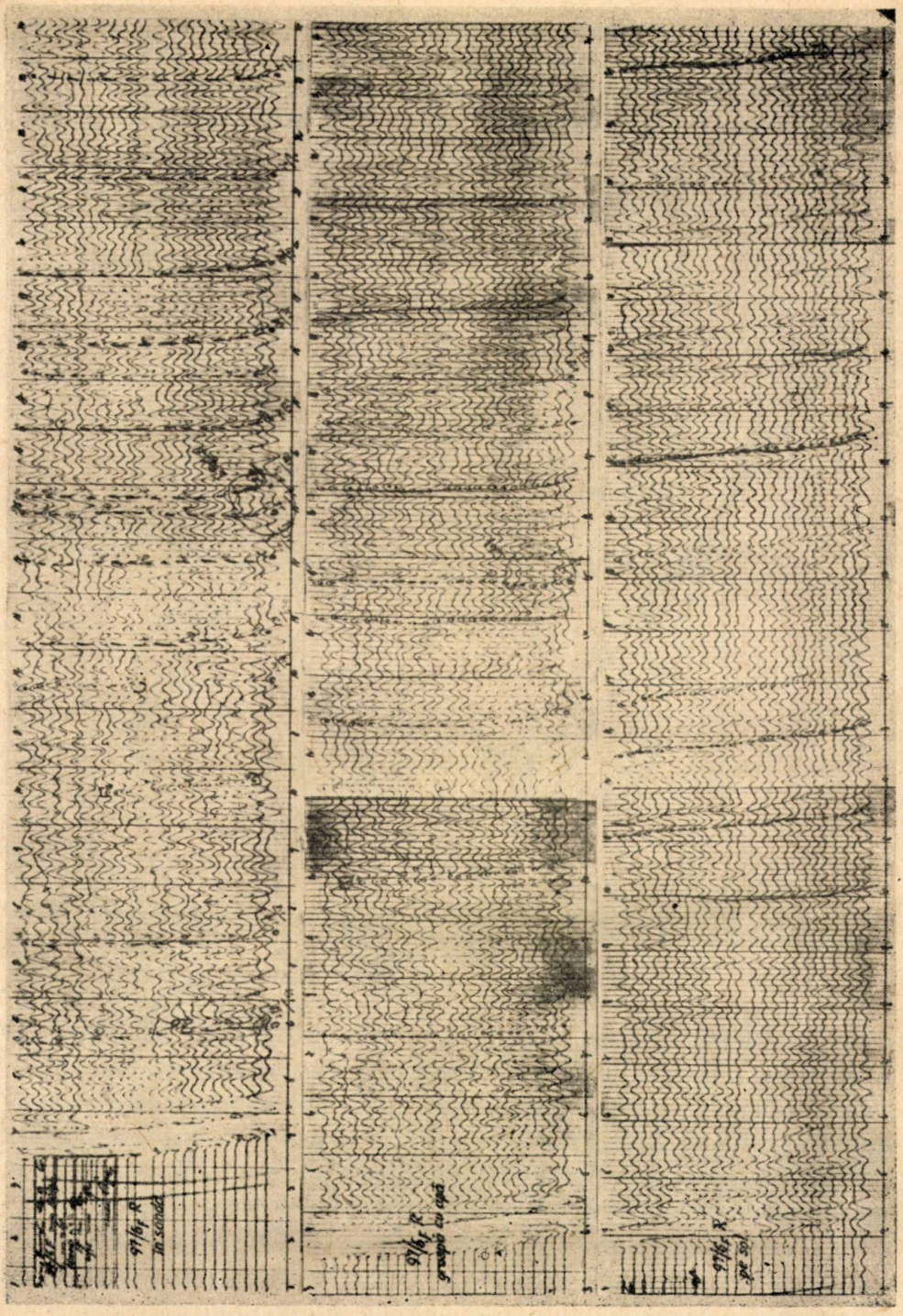


Fig. 2. — Exemple de seismograme obținute în diferite condiții de generare a undelor.

Undele de primul tip au axe de sinfază riguros paralele cu „primele sosiri"; numărul şi succesiunea în timp a acestor unde este neregulată, ea depinzînd de numărul şi amplasamentul zonelor în care suprafaţa solului a funcţionat ca limită reflectatoare între punctul de explozie şi cel de înregistrare.

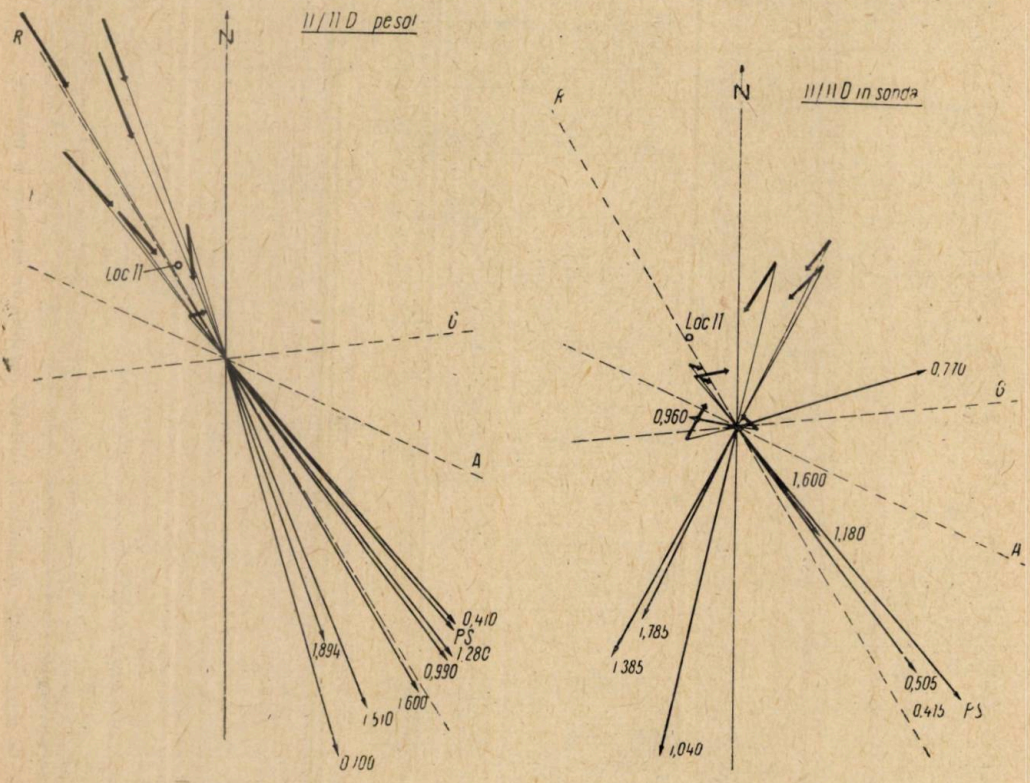


Fig. 3. — Epura gradienţilor şi a vectorilor înclinare (cu linii groase sînt reprezentaţi vectorii înclinare, iar cu linii subţiri vectorii gradienţi; PS = vectorul gradient al undei înregistrate în primele sosiri).

Considerăm că fenomenul poate avea loc astfel: geofonii situaţi pe dispozitivul S (fig. 4) recepţionează mai multe unde; mai întîi unda frontală care alunecă pe limita R, apoi cea reflectat-refractată, care de asemenea alunecă pe limita R, dar care se şi reflectă o dată sau de mai multe ori pe limita A, apoi cea reflectat-refractată, care alunecă pe R, se reflectă o dată sau de mai multe ori pe limita A şi tot astfel pe limita B ş.a.m.d.

Undele de-al doilea tip au axe de sinfază care se abat într-o oarecare măsură de la paralelismul menţionat, abatere explicată prin faptul că, în ultima parte a drumului, unda este multiplu reflectată de un număr n de

ori. În acest caz, viteza ei aparentă depinde de unghiul de înclinare și de ordinul de multiplicitate (I.I. Gurvici, 1960) :

$$V^* = \frac{V_0}{\sin[i - (2n - 1)\varphi]}.$$

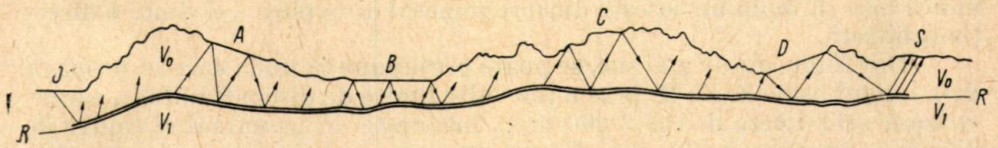


Fig. 4. — Drumul presupus al razelor seismice.

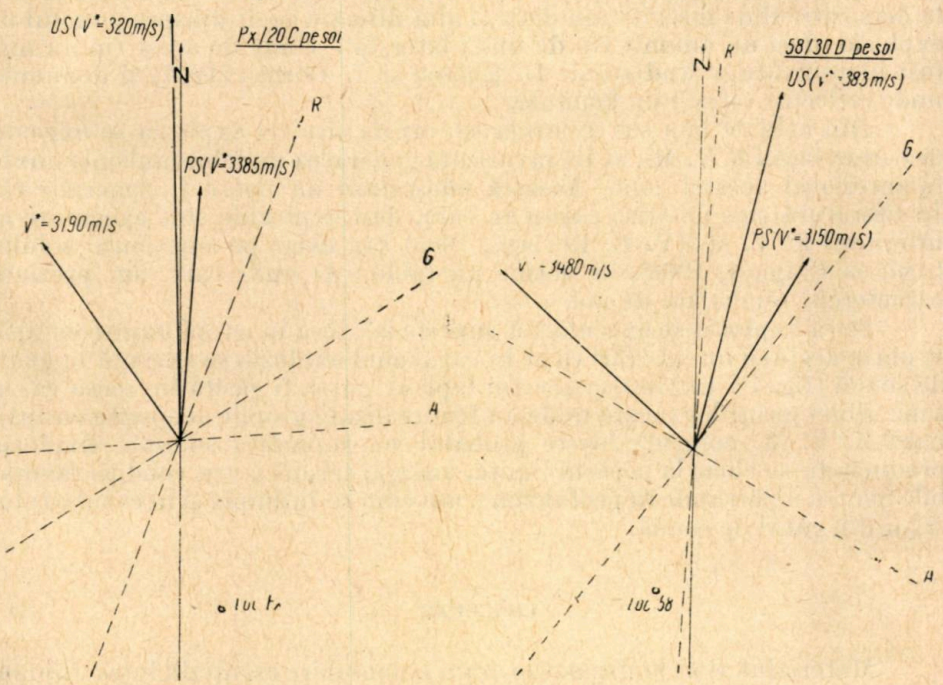


Fig. 5. — Epura gradienților (US = unda sonoră, PS = unda înregistrată în prima sosire, V^* = unda multiplă laterală).

Celelalte unde, cu o viteză aparentă de-a lungul dispozitivelor de înregistrare deosebită față de primele sosiri, pot fi considerate tot unde multiple mixte, al căror drum este deosebit față de traiectul direct punct de explozie — dispozitiv de înregistrare. Datele care ne-au condus la această concluzie sînt furnizate de două seismosondaje, singurele pe care s-au putut corela aceste unde. Datele de observație ne-au permis, în aceste cazuri, determinarea modulului gradientului și a direcției sale (deci și a vitezei aparente a undelor). S-a putut astfel constata că direcția gradientului acestei unde este deosebită față de cea a gradientului undei înregistrate în primele sosiri. Cele de mai sus sînt ilustrate în figura 5, în care sînt prezen-

tate epurele gradienților. S-a constatat de asemenea că viteza aparentă a acestei unde este de ordinul vitezei pe care o posedă unda înregistrată în primele sosiri.

Valoarea vitezei aparente arată că impulsurile corespund unor unde care, cel puțin în ultima parte a drumului, alunecă pe aceeași limită pe care alunecă și unda înregistrată în primele sosiri. Direcția gradientului indică însă că unda nu sosește dinspre punctul de explozie, ci dintr-o direcție arbitrară.

Dat fiind cele de mai sus, se poate presupune că unda care se propagă de-a lungul bazei Z. V. M. (sau a unei alte limite de discontinuitate, caracterizată prin viteza de cca 3 200 m/s), întîlnește în parcursul ei centre de difracție sau anumite limite reflectatoare, aproximativ verticale. Acestea ar modifica direcția de propagare a undelor în așa fel, încît ele să sosească la dispozitivul de înregistrare dintr-o altă direcție decît dinspre punctul de explozie (deci un anumit tip de undă laterală). Unde de acest tip au mai fost identificate și studiate de D. Enescu și I. Cornea (1967) și denumite unde reflectat-refractate-frontale.

Din cele de mai sus ar urma ca, ori de cîte ori explozia se execută deasupra bazei Z. V. M., să fie favorizată generarea undelor multiple mixte în interiorul acestei zone. Această constatare nu poate fi generalizată. În literatură sînt descrise cazuri în care, deși exploziile sînt executate în interiorul Z. V. M. (V. B. Leviant, 1965) sau chiar pe suprafața solului (Andres Fraguas, 1966), se obține un tablou de unde care nu prezintă caracterele semnalate de noi.

Dacă explozia se execută tot superficial, însă în gropi burate cu apă, se obțin aceleași înregistrări ca și în cazul cînd explozia se execută în găuri de sondă (fig. 1). Explicația acestui fapt ar putea fi găsită în aceea că, în zona albiei pîrîurilor (acolo unde au fost realizate gropile acoperite cu apă), baza Z. V. M. coincide foarte probabil cu suprafața solului. Explozia producîndu-se chiar la această limită, energia seismică are condiții favorabile pentru a pătrunde în profunzime, așa cum se întîmplă și în cazul exploziilor din găuri de sondă.

CONCLUZII

Materialul avut la dispoziție arată o deosebire esențială între tabloul de unde obținut prin șarje pe sol și cel obținut prin explozii în găuri de sondă. Sînt argumente de ordin cinematic care conduc la presupunerea că, în cazul exploziilor executate pe sol, majoritatea energiei seismice rămîne cazată într-o zonă superficială (foarte probabil zona de viteze mici), care dă naștere la mai multe tipuri de unde multiple mixte.

Lipsa unor observații executate special în scopul stabilirii naturii undelor ce se înregistrează în cazul exploziilor pe sol ne împiedică să dezvoltăm studiul în legătură cu această problemă pentru a putea aduce mai multe argumente în sprijinul ipotezelor formulate și pentru a aprecia gradul de generalitate al fenomenului.

Rămîne însă ca un fapt de importanță practică remarcabilă constatarea că prezența unor puternice unde perturbante, care, după caracterele lor cinematice, aparțin undelor multiple mixte, împiedică folosirea șarje-

lor amplasate pe sol sau suspendate, cel puțin în zona la care se referă cercetarea noastră. Este de asemenea important pentru prospectarea seismică a acestor zone faptul că prin explozii care se execută în albiile pîrîurilor, în gropi acoperite cu apă, se înlătură undele neutile semnalate, asigurîndu-se obținerea de informații reale de la limite din adîncime.

Primită la redacție la 23 decembrie 1966

BIBLIOGRAFIE

1. Berzon I. S., *Godografi mnogokratnih otrajenih voln, prelomlenih-otrajenih i otrajenih-prelomlenih voln.* Izv. Ak. Nauk., ser. gheofiz., *6* (1942).
2. Enescu D., Cornea I., *Unde refractate-reflectate înregistrate prin metoda seismică de reflexie în Platforma Moesică.* Acest volum. p. *79*
3. Fraguas Andres, *Note sur une étude de séismique réflexion efectuée par tirs non enterrés.* Geophysical Prospecting, **XIV**, *1*, 17—26 (1966).
4. Gurvici I. I., *Seismicescaia razvedka.* Moscova, Gostoptehizdat 1960, p. 149.
5. Karaev N. A., Lukasin I. P., *Izucenie voln pomeh pri rabote metodom otrajennih voln v Tentralnom Kazahstane.* Voprosî Razv. Gheof., *4*, 70—77 (1964).
6. Leviant V. B., *Opît primeneniia i oțenka ekonomiceskoi effectivnosti grupirovaniia zariadov vblizi dnevnoi poverhnosti,* Razved. Gheof., **7**, 8—15 (1965).
7. Poulter T., *The Poulter Seismic method of Geophysical Exploration.* Geophysics, **XV**, *2*, 181—207 (1950).
8. Puzirev N. N., *Interpretațiia dannih seismorazvedki metodom otrajennih voln,* Gostoptehizdat, Moscova, 1959, p. 138.
9. Urupov A. K., Riabinkin L. A., *Kratno otrajenno-prelomlenie volnî kak faktor snijaiușcii kacestvo seismiceskih materialov po Russkoi Platforme.* Tr. MNI, *12*, p. 35—42 (1953).

CONTRIBUȚII GEOFIZICE LA STUDIUL GEOTEHNIC AL AMPLASAMENTULUI SISTEMULUI HIDROENERGETIC ȘI DE NAVIGAȚIE DE LA PORȚILE DE FIER

DE

IOAN VASILIU[1]), GHEORGHE MERKLER[2]) și TOMA VLĂDUȚ[2])

I. INTRODUCERE

În regiunea Gura-Văii-Sip (cursul Dunării km 940 + 800 — 943 + + 320) a fost necesară întocmirea unui program de cercetări în vederea completării documentației geotehnice necesare proiectării unei hidrocentrale cu o putere instalată de circa 2 mil. kw. Deoarece coeficienții geotehnici nu puteau fi determinați direct pentru roca de bază de pe fundul Dunării (cristalin format din gneisuri, micașisturi și amfibolite), experții și specialiștii părților române și iugoslave au propus un program de lucrări geotehnice și geofizice, paralele, în cîteva galerii situate pe versanții fluviului, în scopul stabilirii unei corelații între modulul de elasticitate static și dinamic al rocii de bază. Determinîndu-se apoi prin metode seismometrice modulul de elasticitate dinamic al rocii de bază de sub fundul Dunării, se urmărea, prin intermediul corelației stabilite în galeriile de pe maluri, extinderea modulului de elasticitate (static) pe întreaga zonă acoperită de apă (circa 1,5 km^2). Deoarece în cursul executării programului de lucrări geofizice nu s-a putut stabili viteza de propagare a undelor transversale, respectiv coeficientul lui Poisson, s-a fixat ca ultim obiectiv al lucrărilor geofizice caracterizarea din punct de vedere elastic a rocii de bază de sub fundul Dunării pînă la adîncimea de circa 45 m, pe seama vitezei de propagare a undelor elastice longitudinale, urmînd a se încerca ulterior stabilirea unei corelații directe între acestea și modulul de elasticitate static (E_{st}). În subsidiar, prin metode geofizice adecvate s-a determinat și grosimea depozitelor cuaternare de pe maluri și de pe Ostrovul Țîrkviște din mijlocul Dunării, depozite ce stau direct pe roca de bază, precum și gradul de consolidare a rocii de bază

[1]) Întreprinderea geologică de prospecțiuni București, Calea Griviței nr. 64
[2]) Institutul de Studii și proiectări hidroenergetice București, Str. Alexandru Sahia nr. 9

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 5, NR. 1, P. 93 — 100, BUCUREȘTI, 1967

de pe versanţi, în zona destinată executării uvrajelor S. H. E. N. Porţile de Fier.

Metodele geofizice aplicate în vederea atingerii obiectivelor menţionate au fost : metodele microseismice în galeriile de cercetare, metodele macroseismice (profilare cu metoda refracţiei) şi electrometrice (metoda rezistivităţilor) pe maluri şi ostrovul Ţîrkvişte şi metodele macroseismice (metoda vitezelor medii) şi de carotaj electric şi radioactiv în forajele executate pe fundul Dunării. Măsurătorile seismometrice şi electrometrice au fost executate cu utilaj pus la dispoziţie de către partea iugoslavă (Institutul de cercetări geologice şi geofizice din Belgrad), iar cele de carotaj de către partea română (Comitetul geologic — I. S. E. M.).

Planificarea lucrărilor, execuţia acestora în teren, precum şi interpretarea măsurătorilor efectuate au fost făcute în comun de către specialiştii geofizicieni români şi iugoslavi.

Cercetările geofizice au fost executate în perioada aprilie-august 1962 (faza sarcinii de proiectare) şi în 1963-1964 (faza proiectului tehnic) cu unele întreruperi dictate de condiţiile hidrometeorologice nefavorabile.

II. DESCRIEREA METODOLOGIEI DE LUCRU ŞI PREZENTAREA REZULTATELOR

A. MĂSURĂTORI GEOFIZICE CU AJUTORUL FORAJELOR

1. **Măsurători seismice între foraje.** Prin intermediul unui număr de 68 de foraje de circa 45 m adîncime în roca de bază, amplasate în albia Dunării, pe ambele maluri şi ostrovul Ţîrkvişte, au fost efectuate explozii cu dinamită şi înregistrări de unde elastice longitudinale directe la trei niveluri : baza găurii de foraj, mijlocul găurii şi în imediata apropiere a limitei dintre aluviuni şi roca de bază (fig. 1) (Metoda vitezelor medii — Masuda H., 1964).

În faza sarcinii de proiectare au fost executate măsurători în 31 de foraje într-o reţea mai largă (distanţă care depăşea 200 m), iar în faza proiectului tehnic s-au executat măsurători de detaliu în 37 de foraje situate pe zona de amplasament al barajului propriu-zis, la distanţe cuprinse între 60 şi 200 m, distanţa medie fiind de 120 m. Procedeul de măsurare a fost cel al exploziei la trei niveluri (0, 22 şi 45 m) în unul din foraje şi înregistrarea, la aceleaşi trei niveluri în găurile adiacente, a timpului de sosire a undei elastice longitudinale directe. La calculul vitezelor de propagare s-a luat în consideraţie compartimentul superior 0—22 m şi compartimentul inferior de la 22—45 m, separat.

Pentru prima fază de lucrări s-au obţinut valori de viteze pentru roca de bază cuprinse între 3,25 km/s şi 4,51 km/s pentru compartimentul superior şi de 3,34 km/s şi 4,77 km/s pentru compartimentul inferior (Vasiliu I. , Grujić N. şi colab. 1963).

Pentru faza a doua de lucrări s-au obţinut viteze cuprinse între 2,80 km/s şi 4,70 km/s pentru compartimentul superior şi între 2, 95 km/s şi 5,00 km/s pentru compartimentul inferior (Merkler G., Vasiliu I., Grujić N şi colab., 1965).

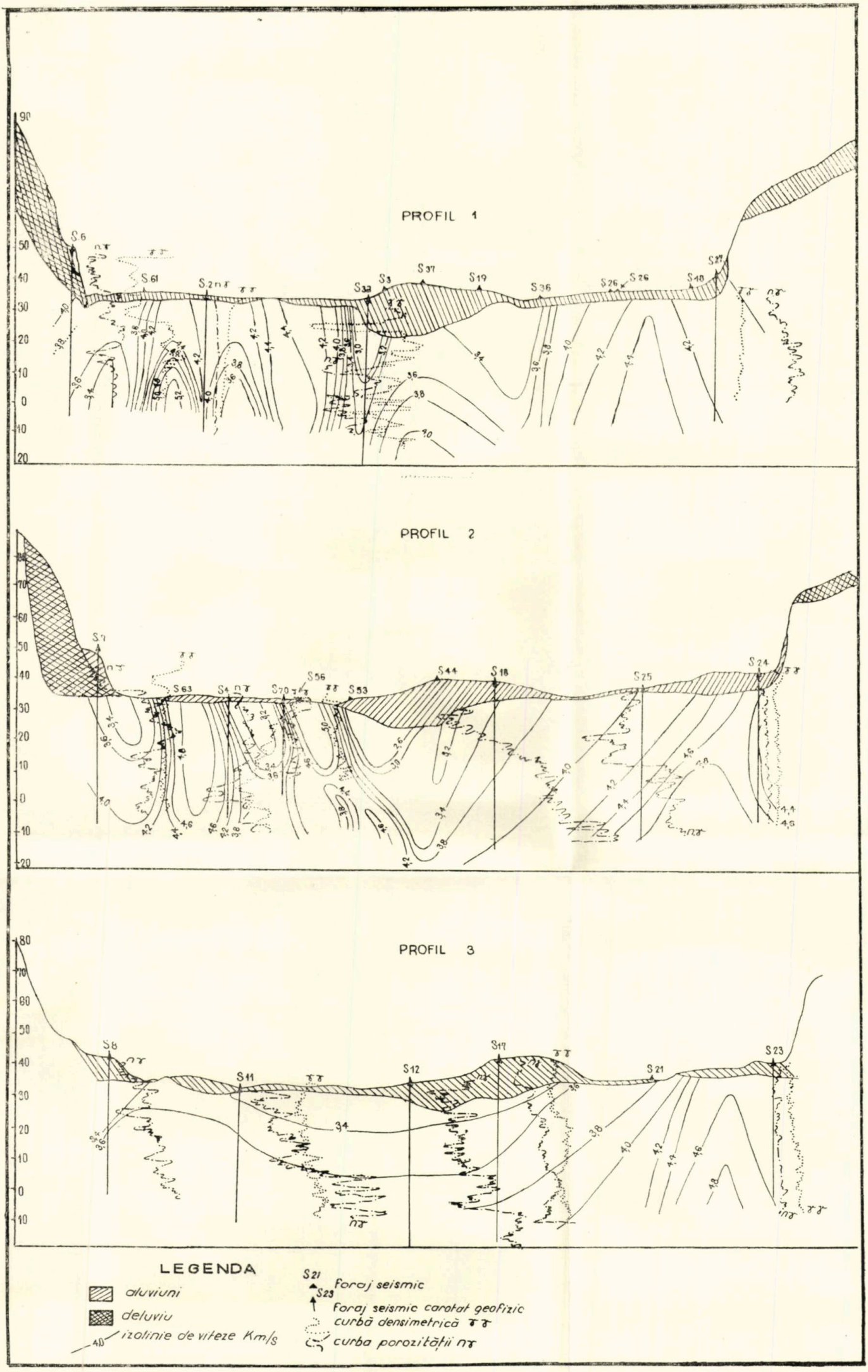
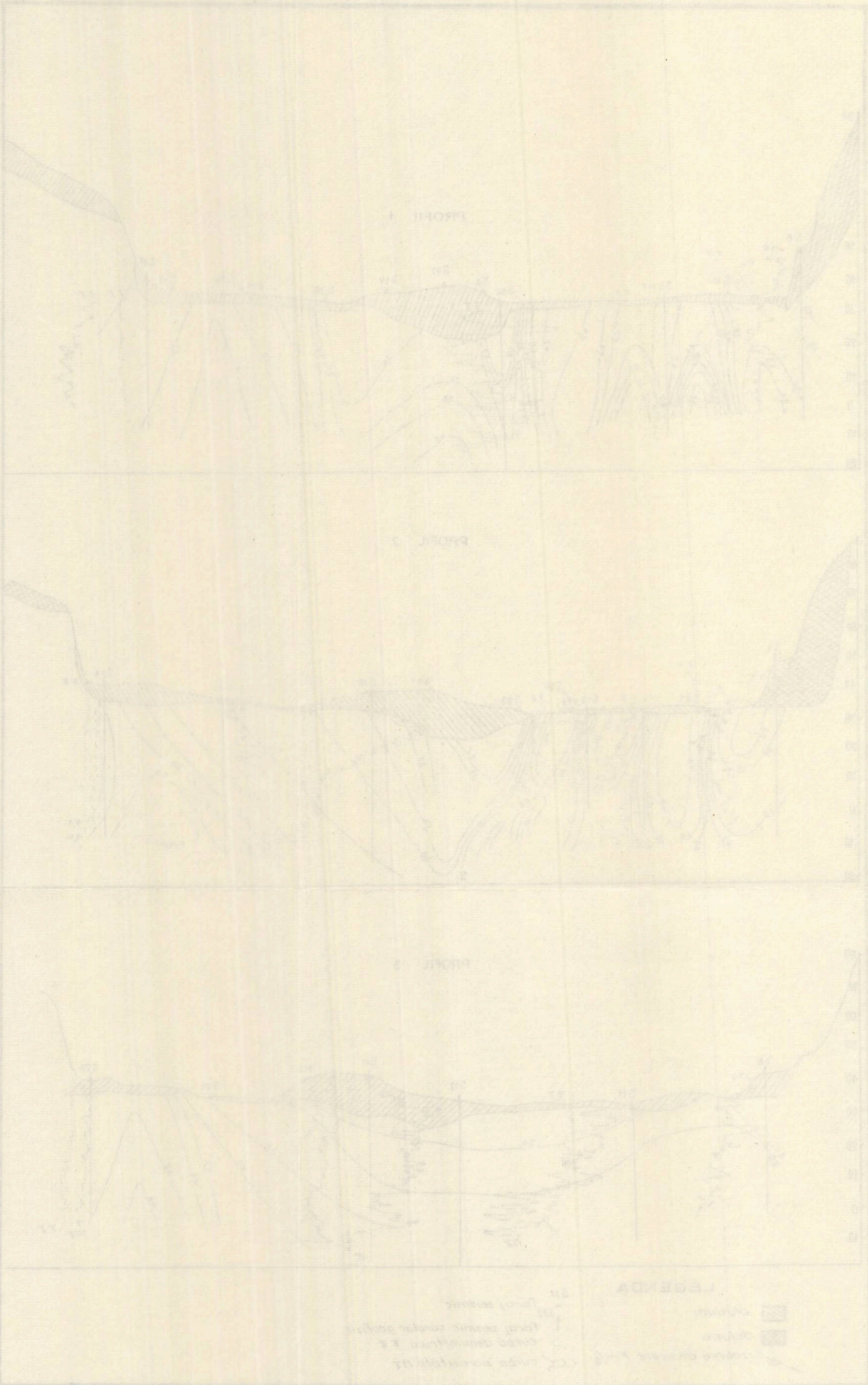


Fig. 3. — Profile geofizice complexe prin zona barajului „Porțile de Fier".



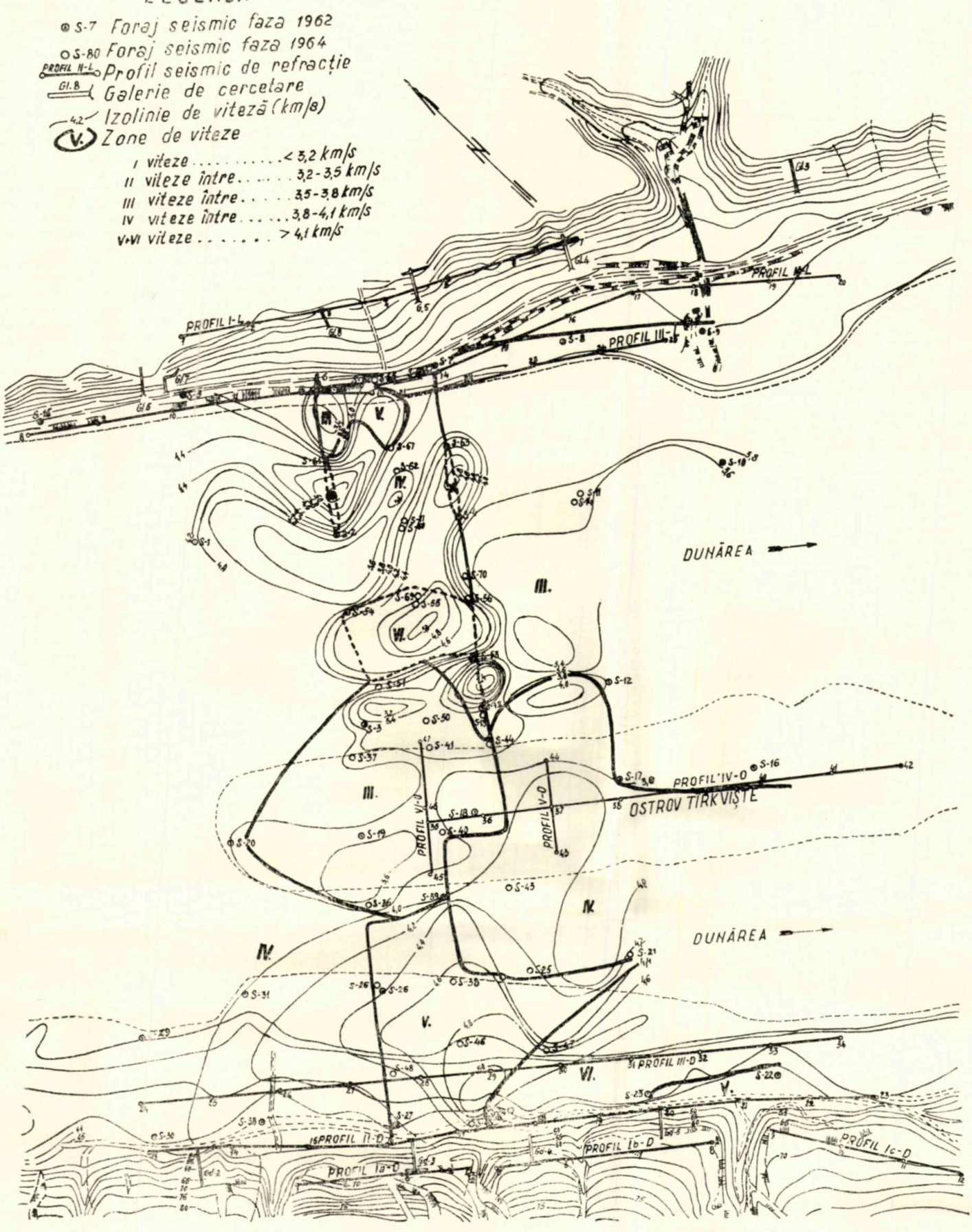
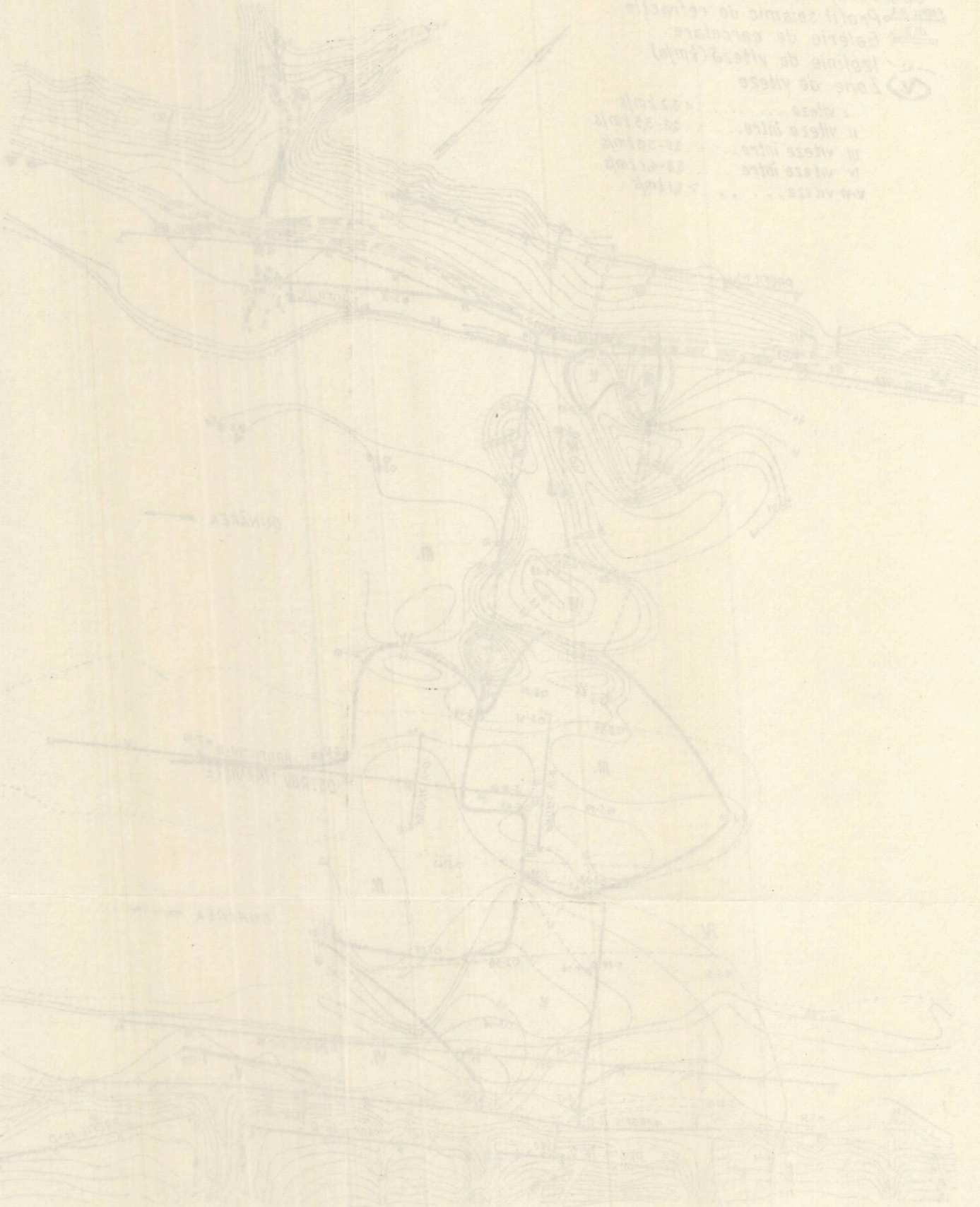


Fig. 2. — Hartă cu zone și izolinii de viteze (nivelul de adîncime 22—45 m, S.H.E.N. „Porțile de Fier'').



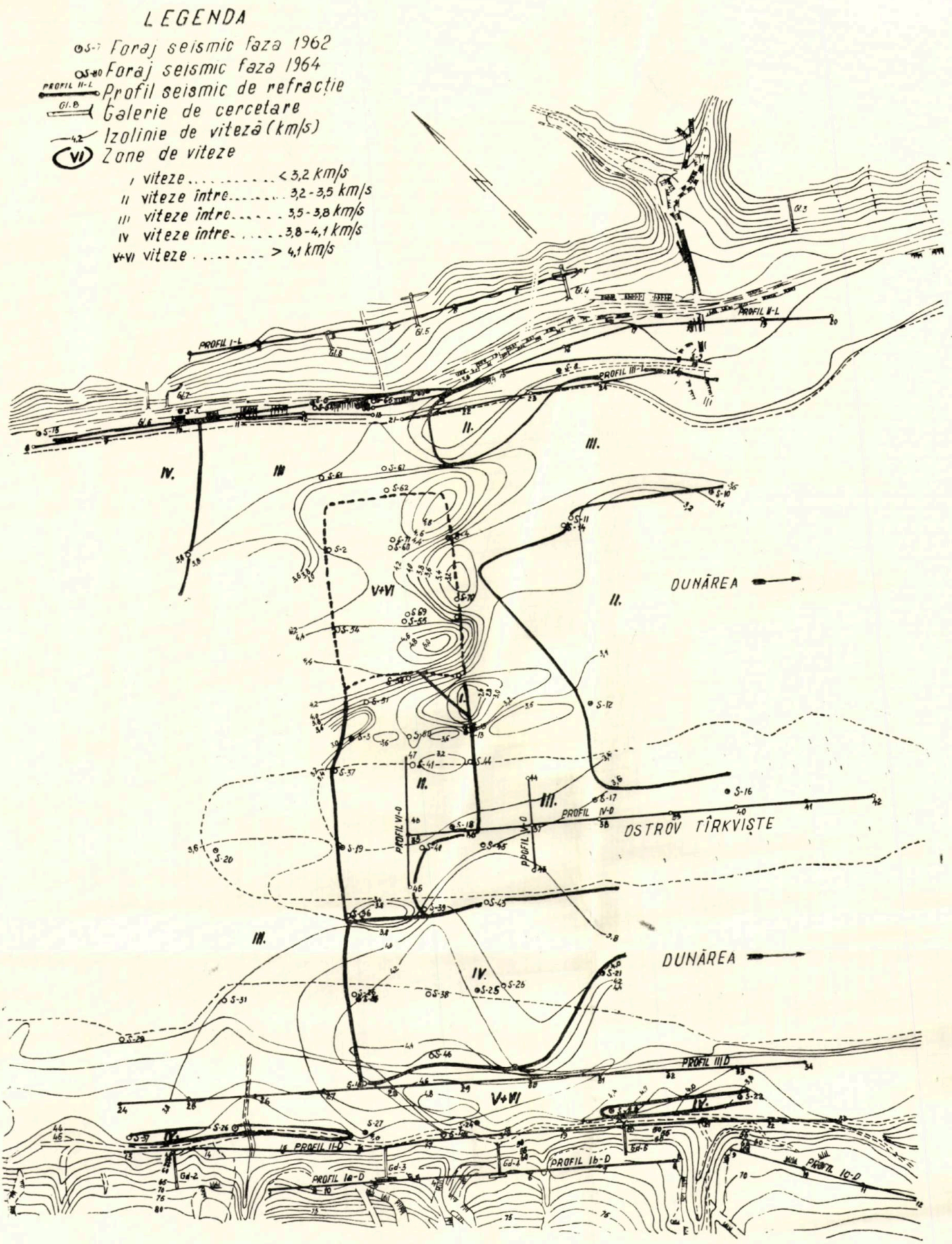
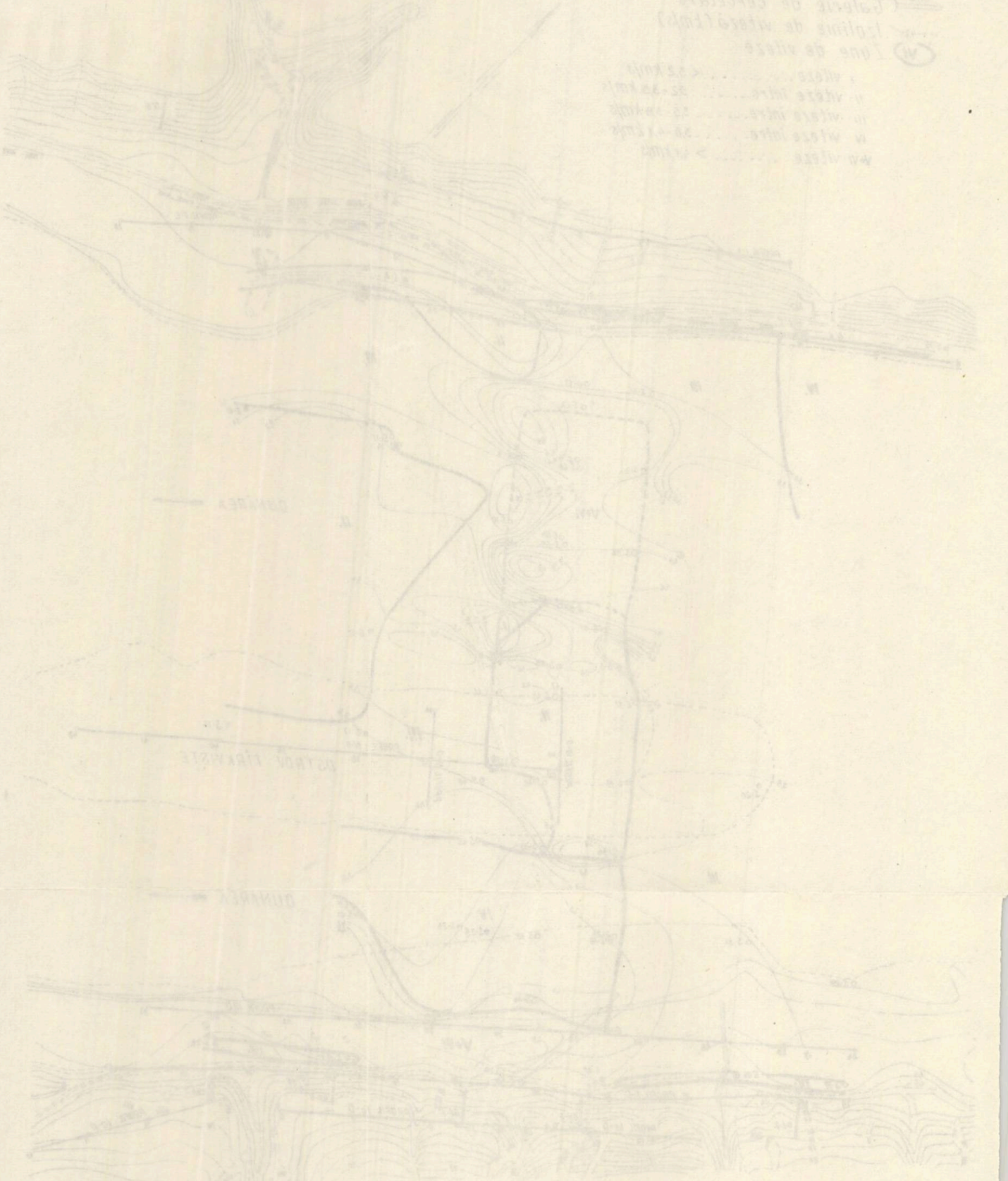


Fig. 1. — Hartă cu zone și izolinii de viteze (nivelul de adîncime 0—22 m, S.H.E.N. „Porțile de Fier").

ÖRSZÁGOSMŰSZAKI KÖNYVTÁRES DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT 1883



Admițîndu-se pentru întreaga zonă cercetată o viteză medie de 3,85 km/s și o distanță medie între foraje de 120 m, se obține, potrivit formulei

$$\frac{\Delta V}{V} = \frac{\sqrt{\Delta S^2 + V^2 \Delta T^2}}{S},$$

unde $\Delta S = \pm 1$ m și $\Delta T = \pm 1$ ms, o eroare relativă asupra vitezei de $\pm$ 0,12 km/s (3,3 %).

Vitezele din zona forajelor *S* 61, *S* 67, *S* 63, *S* 2, *S* 71, *S* 4; *S* 54, *S* 51; *S* 53, *S* 56 nu au putut fi măsurate direct din cauza existenței șenalului navigabil. Aceste viteze au fost deduse prin calcul din vitezele măsurate între forajele situate la distanțe mai mari, admițîndu-se o variație uniformă a vitezei cu distanța.

Pe baza studiului vitezelor de propagare a undelor elastice longitudinale măsurate a fost executată o hartă cu zone de viteze pentru compartimentele de adîncime 0—22 m și 22—45 m, reprezentate în figurile 1 și 2. Aceste hărți reflectă calitativ starea elastică a rocii de bază din zona amplasamentului barajului și ecluzelor de la S. H. E. N. Porțile de Fier.

Intervalul de viteze luat în considerare la zonare a fost de 300 m/s. Pe harta cu zone de viteze sînt reprezentate și izoliniile de viteze la cele două niveluri construite pe baza admiterii unei variații a vitezelor de-a lungul profilurilor executate prin forajele seismice de împușcare și ascultare. Intervalul ales între izolinii este de 200 m/s.

2. **Măsurători geofizice de carotaj radioactiv și electric.** Măsurătorile de carotaj electric executate de către partea română prin I. S. E. M., pendinte de Comitetul Geologic, au fost executate cu stația G. M. G. tip T. 12, iar la cele radioactive s-a folosit o instalație portabilă model RARK, compusă din panoul de măsurare și dispozitivul electronic de fund.

Măsurătorile gamma-gamma ($\gamma\gamma$) au fost efectuate cu sursa Co^{60}, distanța dintre sursă și contor fiind de 40 cm, iar cele neutron-gamma ($n\gamma$) au fost efectuate cu o sursă de neutroni de Po-Be.

În afară de aceste măsurători au mai fost executate măsurători de cavernometrie.

Ținînd seama de alternanța litologico-petrografică deosebit de mare întîlnită în majoritatea forajelor, la interpretarea de ansamblu a măsurătorilor s-au luat în considerare îndeosebi rezultatele măsurătorilor $\gamma\gamma$ și $n\gamma$, ele redînd în concordanță cu măsurătorile seismice dintre foraje variațiile a două caracteristici geotehnice importante, și anume variațiile densităților și porozităților rocilor străbătute de gaura de sondă.

Din analiza curbelor $n\gamma$ și $\gamma\gamma$ (fig. 3) se poate deduce că, în general, chiar și în zona cataclazitelor din dreptul ostrovului Țîrkviște înspre adîncime, se observă o îmbunătățire a rocii, în sensul creșterii densității și scăderii porozității. Elocvente pentru aceasta sînt curbele $n\gamma$, înregistrate în forajul *S* 18, unde se observă trei praguri de mărire a valorilor înregistrate. Pragurilor acestora le corespund trecerile de la vitezele de 3,6—3,8 km/s la 4,0—4,2 km/s. Fenomene asemănătoare se observă și la forajul *S* 25, *S* 12, *S* 17, adică creșteri ale valorilor curbei $n\gamma$, respectiv scăderi ale valorilor curbei $\gamma\gamma$, care marchează creșterea densității și scăderea porozității rocilor o dată cu adîncimea. La forajul *S* 6 se poate observa înspre partea terminală o înrăutățire a calităților elastice ale rocilor, marcată

prin scăderea vitezelor de propagare a undelor elastice longitudinale de la 4,0—3,8 km/s la 3,6—3,4 km/s. În concordanţă cu acest fenomen, pe curba $n\gamma$ se observă o scădere a valorilor, deci o creştere a porozităţii, iar pe curba $\gamma\gamma$ se observă o creştere a valorilor, deci o scădere a densităţii rocilor din foraj, o dată cu adîncimea (Cotechia V., 1963).

Din studiul curbelor de carotaj radioactiv se poate aprecia că diagrafiile care nu prezintă variaţii mari ale valorilor caracterizează roci ce posedă calităţi elastice superioare, cum este cazul forajelor de pe malul drept. Se poate afirma că rezultatele măsurătorilor de carotaj confirmă şi completează datele privind calităţile elastice ale rocilor determinate prin măsurători seismometrice.

B. MĂSURĂTORI GEOFIZICE PE PROFILURI DE SUPRAFAŢĂ

1. **Măsurători seismometrice de refracţie**. Pe ambele maluri, ca şi pe ostrovul Ţîrkvişte, au fost executate, prin metoda „primelor sosiri", cu puncte de împuşcare reciproce, 9 profiluri de refracţie însumînd un total de 6 070 m. Distanţa între punctele de explozii a fost de 60—120 m, iar intervalul dintre seismografi de 5 m. Aceste măsurători au permis determinarea grosimii straturilor de viteză mică, precum şi determinarea stării elastice, pe baza valorilor de viteze obţinute, a rocii de bază. Profilurile efectuate sînt reprezentate în figura 1. (Meisser O. Militzer H. şi colab., 1964).

2. **Măsurători electrometrice**. În paralel cu măsurătorile seismometrice de refracţie s-au executat şi măsurători electrometrice, profiluri de rezistivitate cu dispozitiv Wenner pentru $AB = 40$ m şi $AB = 20$ m. S-au obţinut valori de 300—1 500 ohm/m pe malul drept şi de 100—200 ohm/m pe malul stîng.

În figura 4 este redat un profil de refracţie şi unul de rezistivitate executate în paralel (Profil II-L malul stîng). Concordanţa rezultatelor celor două metode este evidentă.

C. MĂSURĂTORI MICROSEISMICE ÎN GALERIILE DE CERCETARE

Galeriile de cercetare de pe ambele maluri ale Dunării executate pentru studii şi experienţe geotehnice au constituit de asemenea obiectul unor măsurători geofizice, şi anume măsurători microseismice. În cadrul acestor măsurători se disting : cartări microseismice ale pereţilor galeriilor, măsurători polare în amplasamentul preselor pentru determinarea modulului static de elasticitate al rocilor şi măsurători în amplasamentul experienţelor geotehnice de forfecare şi lunecare a rocilor.

În toate cazurile de mai sus, principiul metodei a fost acelaşi, şi anume măsurarea intervalului de timp dintre momentul generării impulsului (şocului) provocat de un ciocan electrodinamic şi momentul sosirii la receptorul magnetostrictiv a undei directe (Bollo M. F., 1961).

Din calcule reiese că erorile relative de viteze (de la 2,0—6 km/s) variază între 1,1—3,7% pentru toate cele trei tipuri de măsurători.

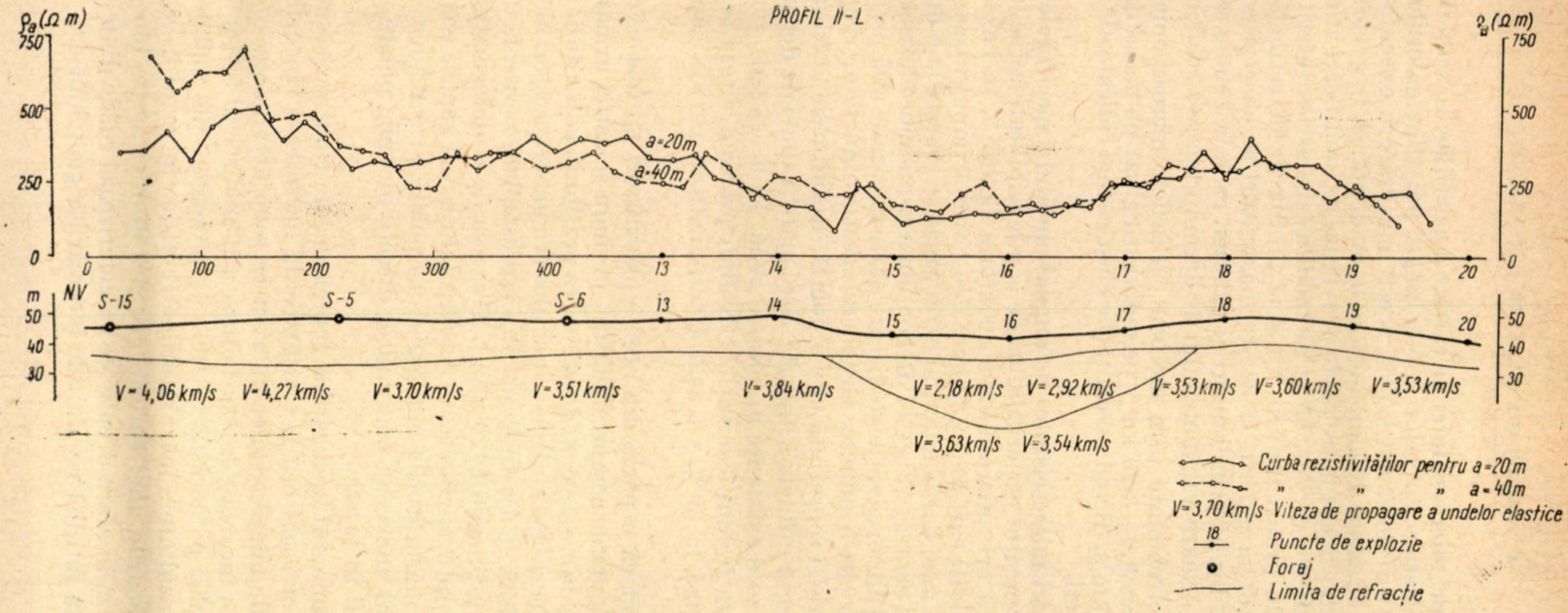


Fig. 4. — Profil seismic și electrometric.

1. **Măsurători microseismice de cartare a galeriilor.** În scopul urmăririi variaţiei stării elastice a rocilor de—a lungul pereţilor galeriilor au fost executate măsurători de cartare. Prin aceste măsurători, executate pe dispozitive de 2 m, cu pasul de 1 m, s-a scos în evidenţă că, în general, schimbările de viteze sînt în cea mare parte provocate de modificări atît ale compoziţiei petrografice a rocilor, cît şi de modificări elastice suferite de una şi aceeaşi rocă, în urma alterării. Ca şi la profilurile de refracţie pe baze mici executate tot în galerii, la aceste măsurători se observă valori mai scăzute ale vitezelor pe primii metri ai galeriei, ca şi în zonele ramificaţiilor galeriilor, ca urmare a fenomenului de decomprimare a rocilor.

Vitezele determinate prin metoda cartărilor microseismice variază în limitele de circa 0,4—3,20 km/s pe malul stîng, iar pe malul drept între circa 1,10—4,30 km/s, dovedind calităţile elastice mai ridicate ale rocilor de pe acest ultim mal.

2. **Măsurători microseismice pe amplasamentul experienţelor geotehnice.** În amplasamentul experienţelor de compresibilitate a rocilor au fost executate măsurători microseismice, conform figurii 5, în baza aceluiaşi principiu ca şi cele de cartare, cu singura deosebire că impulsul este transmis prin intermediul unei bare de fier, al cărei capăt se găseşte la o distanţă de circa 2 m de axul central al presei. Recepţionarea undelor elastice s-a făcut de-a lungul pereţilor excavaţiei de fiecare parte în care se află presa hidraulică, de obicei în cîte 5 puncte. Gruparea acestor puncte de recepţie de o parte şi alta a presei reprezintă cîte o polară. Rezultatele acestor măsurători scot în evidenţă influenţa uneori foarte mare a zonei de decomprimare prin vitezele scăzute existente în această zonă. În acest sens, punctele de recepţie situate în fundul excavaţiei (şliţului) prezintă viteze ce ajung să depăşească cu pînă la 30% vitezele determinate în partea superioară a excavaţiei.

De subliniat că o parte din aceste măsurători au fost executate în paralel cu experienţa de compresibilitate, putîndu-se astfel urmări variaţia vitezei în funcţie de creşterea şi descreşterea presiunii, adică de deformaţiile rocii (fig. 6). La aceste măsurători se pot observa uneori creşteri ale vitezelor pînă la 28 %, o dată cu creşterea presiunii (presa plată verticală din galeria 5 mal stîng la presiunea 0 la 20 atm.). Trecerea de la deformaţiile elastice la cele plastico-rupturale în cadrul pachetului de roci supuse compresiunii este sesizată de măsurătorile microseismice polare prin scăderi bruşte de viteze de-a lungul uneia sau mai multor direcţii ale unei polare, în timpul creşterii presiunii în presă.

În amplasamentul încercărilor geotehnice de tipul rezistenţei la forfecare a blocurilor rocă-rocă şi rezistenţei la lunecare a blocurilor beton-rocă, măsurătorile microseismice au avut ca scop determinarea calităţilor elastice ale rocilor încercate, măsurîndu-se atît pe direcţia forţei de rupere, cît şi perpendicular pe aceasta vitezele de propagare ale undelor elastice longitudinale. Rezultatele măsurătorilor geofizice în cazul în speţă certifică care din blocurile unei baterii (grupare de mai multe blocuri într-o galerie) se situează în afara dreptei ce caracterizează rocile dintr-o baterie, deci confirmă sau infirmă rezultatele încercărilor geotehnice.

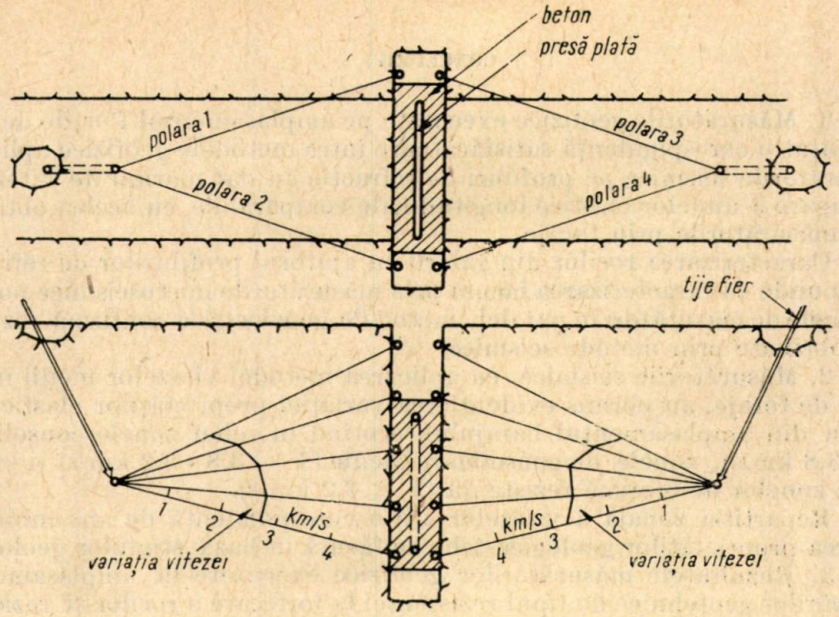


Fig. 5. — Schema măsurătorilor microseismice polare la prese plate verticale.

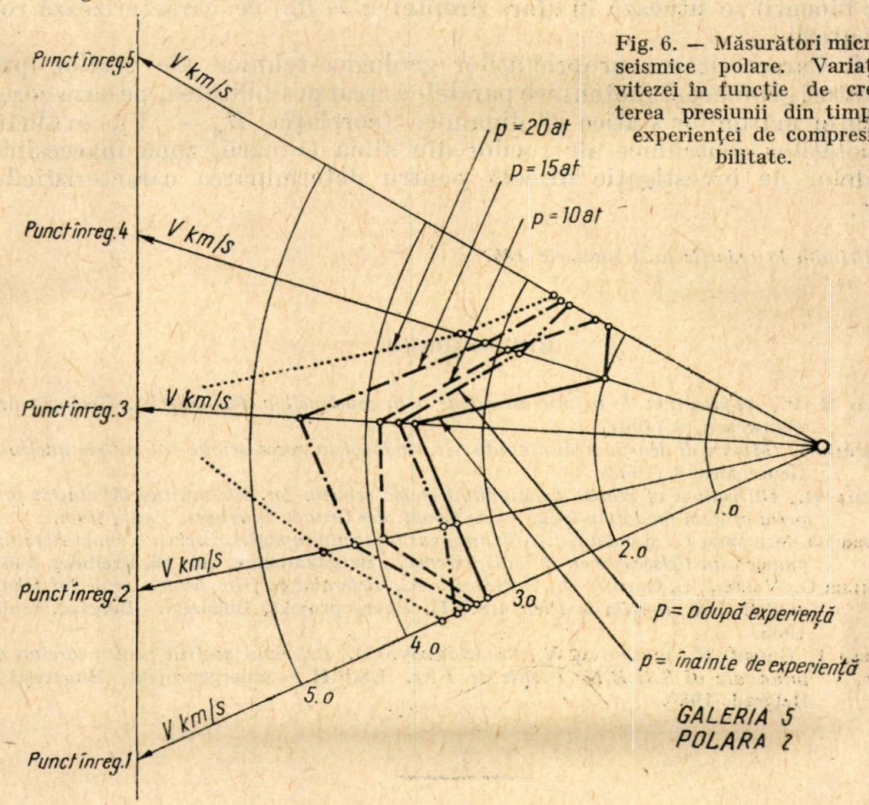


Fig. 6. — Măsurători microseismice polare. Variația vitezei în funcție de creșterea presiunii din timpul experienței de compresibilitate.

CONCLUZII

1. Măsurătorile geofizice executate pe amplasamentul Porţile de Fier au arătat o corespondenţă satisfăcătoare între metodele geofizice aplicate. Măsurătorile seismice pe profiluri de refracţie au dat mărimi de viteze de propagare a undelor elastice longitudinale comparabile cu acelea obţinute prin măsurătorile prin foraje.

Caracterizarea rocilor din galerii cu ajutorul profilurilor de refracţie corespunde cu caracterizarea făcută prin măsurătorile microseismice polare. În zonele de măsurători în paralel, metodele geoelectrice confirmă rezultatele obţinute prin metode seismice.

2. Măsurătorile seismice, cu aplicarea metodei vitezelor medii într-o reţea de foraje, au permis evidenţierea variaţiei proprietăţilor elastice ale rocilor din amplasamentul barajului, scoţînd în relief zonele consolidate ($V>3{,}8$ km/s), zonele de consolidare medie ($V = 3{,}8-3{,}2$ km/s) şi extinderea zonelor de minimă rezistenţă ($V < 3{,}2$ km/s).

Repartiţia zonală a vitezelor are o corespondenţă de ansamblu cu zonarea proprietăţilor geologice-tehnice făcută în baza studiilor geologice.

3. Rezultatele măsurătorilor geofizice executate în amplasamentul încercărilor geotehnice de tipul rezistenţei la forfecare a rocilor şi rezistenţei la lunecare vin să certifice care din blocurile unei baterii (grupare de mai multe blocuri) se situează în afara dreptei $\tau = f(\sigma)$ ce caracterizează roca unei baterii.

4. Caracterizarea proprietăţilor geologice-tehnice ale rocilor prin măsurători geofizice şi geotehnice paralele a creat posibilitatea, pe baza corespondenţei mărimilor statice şi dinamice (corelaţia $E_{st} - V$), evaluării proprietăţilor geotehnice ale rocilor din albia Dunării, zonă inaccesibilă metodelor de investigaţie directă pentru determinarea caracteristicilor statice.

Primită la redacţie la 4 ianuarie 1967

BIBLIOGRAFIE

1. Bollo M. F., *Application de la microsismique à la construction des galeries.* Geologie und Bauwesen, *2* (1961).
2. Cotechia V., *Misure di densità e di umidità nei sondaggi in rocce sciolte col metodo nucleare.* Geotecnica, *3* (1963).
3. Masuda H., *Utilisation of elastic longitudinal wawe velocity for determining the elastic property of dam fondation rock. 8-ème Congr. des Grands Barrages,* Paris, 1964.
4. Meisser O. Militzer H. şi colab., *Ein Beitrag zur ingineurgeophysikalischen Kennwertbestimmungen an Felsgesteinen in Talsperrenbau,* Bergakademie, vol. 16, Freiberg, 1964.
5. Merkler G., Vasiliu I., Grujić N., Smiljanić A., *Referatul geofizic pentru proiectul tehnic al S.H.E.N. Porţile de Fier.* I.S.P.H. Energoprojekt, Bucureşti—Belgrad, iunie, 1965.
6. Vasiliu I., Grujić N., Iovanović V., Arandjelović D., *Referatul geofizic pentru sarcina de proiectare al S.H.E.N. Porţile de Fier.* I.S.P.H. — Energoprojekt, Bucureşti—Belgrad, 1963.

CARACTERIZAREA ROCILOR PRIN STUDII GEOFIZICE ȘI GEOTEHNICE PARALELE PENTRU FUNDAȚIILE CONSTRUCȚIILOR HIDROTEHNICE

DE

GHEORGHE MERKLER [1]), TOMA VLĂDUȚ [1]) și IOAN VASILIU [2])

I. INTRODUCERE

Dimensionarea economică a construcțiilor hidrotehnice dictează cunoașterea cît mai reală a proprietăților terenului de fundație. Caracterizarea geotehnică a terenului de fundație are la bază, în majoritatea cazurilor, numai studii geologice și geotehnice. Cercetarea geotehnică, prin specificul ei, constituie o cercetare locală — punctuală — a rocii din fundație. Extinderea rezultatelor încercărilor geotehnice pe zona întregii fundații se face ținînd seama de observațiile geologice și astfel, pe baza principiului similitudinii, se etrapolează rezultatele locale obținute pe locurile încercate, pe întreaga suprafață a rocii din amplasament.

Extinderea rezultatelor încercărilor geotehnice pe baza studiilor geologice, care se întemeiază în cea mai mare parte pe observații amănunțite, dar vizuale, pune, în consecință, problema introducerii unui oarecare subiectivism, legat tocmai de generalitatea analizei, care nu poate da decît rar mărimi fizice comparabile. Ținînd seama de aceste considerente, ca și de creșterea sarcinilor pe fundație prin adoptarea de soluții cît mai economice, a apărut necesitatea ca, pe lîngă perfecționarea metodelor de studii geologice — tehnice ale rocii, să se realizeze și o obiectivizare a acestora. În scopul acesta, în ultimii ani au fost aplicate pe scară mondială, cu succes, și studiile geofizice, a căror bază de aplicare o constituie faptul că rezultatele acestor măsurători reprezintă mărimi fizice comparabile, care caracterizează masele de roci investigate.

Problemele de proiectare a construcțiilor hidrotehnice cer cunoașterea caracteristicilor rocilor din punctul de vedere al proprietăților de deformație exprimate prin moduli de deformație și elasticitate, precum și cunoașterea caracteristicilor de forfecare definite prin coeziune și unghiul de frecare internă a rocii.

[1]) Institutul de studii și proiectări hidroenergetice București, Str. Alexandru Sahia nr. 9.
[2]) Întreprinderea geologică de prospecțiuni București, Calea Griviței nr. 64.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 5, NR. 1 P. 101–111, BUCUREȘTI, 1967

În cadrul studiilor geotehnice efectuate *in situ* se fac, între altele, determinări ale caracteristicilor de compresibilitate prin încercări cu prese plate, prese radiale ș.a., iar pentru determinarea caracteristicilor de forfecare a rocilor, încercări de forfecare ale rocii și de determinare a coeficientului de frecare beton-rocă. Desigur că unele caracteristici geotehnice ale rocilor se pot determina și prin încercări de laborator.

Corespunzător problemelor geotehnice enumerate mai sus, studiile geofizice pot da elemente privind proprietățile elastice ale rocilor determinate prin studii seismometrice precum și elemente privind proprietățile fizice ale rocilor, exprimate prin densitate, porozitate, permeabilitate determinate prin studii electrometrice și radiometrice. În unele cazuri speciale se pot aplica și metodele gravimetrice și magnetice.

În prezenta lucrare ne propunem să arătăm cîteva dintre metodele și rezultatele măsurătorilor geotehnice și geofizice aplicate în paralel, în scopul cunoașterii cît mai exacte a caracteristicilor rocilor terenurilor de fundație pe suprafețe și volume mari de rocă. În parte, unele din experiențele și măsurătorile descrise au fost aplicate prima dată la noi în țară.

II. DESCRIEREA METODOLOGIEI DE STUDIU ȘI PREZENTAREA REZULTATELOR

A. MĂSURĂTORI MICROSEISMICE

În scopul determinării calităților elastice ale rocilor din galeriile de cercetări geotehnice au fost executate măsurători microseismice cu „ascultorul dinamic LEA SBC—4".

Principiul metodei este acela al măsurării timpului în care frontul de unde elastice, provocat de un ciocan electrodinamic, ajunge la un receptor magnetostrictiv. Precizia măsurătorilor se poate considera ca fiind satisfăcătoare (eroare de maximum 10 μs), avînd în vedere că citirea timpului în microsecunde se face pe un osciloscop pe care se observă unda și aspectul ei.

După scopul pentru care au fost aplicate se deosebesc mai multe genuri de măsurători microseismice, și anume :

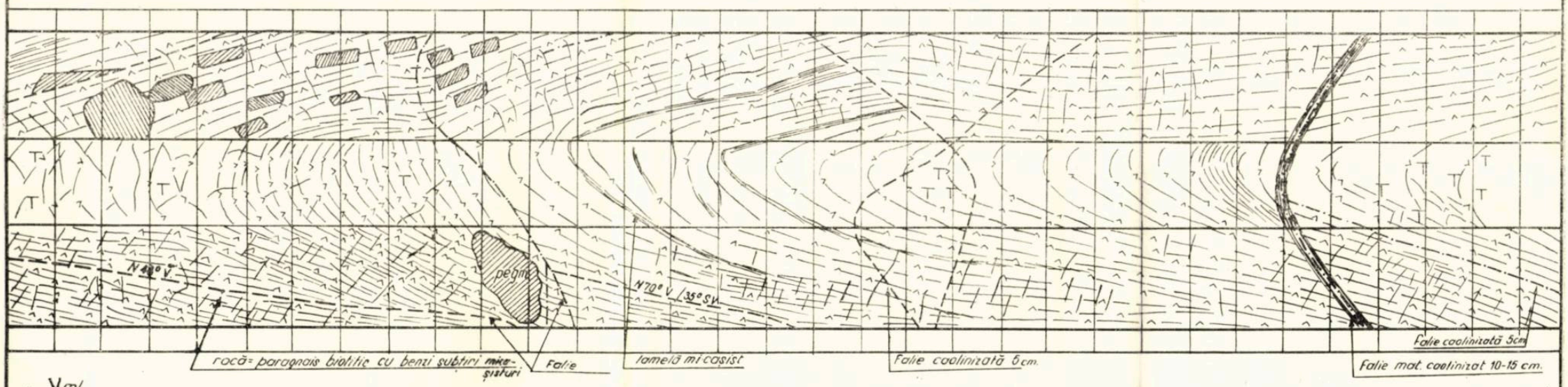
1. Măsurători microseismice de cartare a galeriilor pentru delimitarea unor zone tipice de amplasare a încercărilor geotehnice, pentru stabilirea și zonarea caracteristicilor elastice ale rocilor întîlnite în galerie (Bollo M.F., 1961).

Măsurătorile constau din deplasarea de-a lungul pereților galeriei a unui dispozitiv de emisie-recepție de 1 pînă la 2 m, cu un pas ce variază între 0,50 și 1 m.

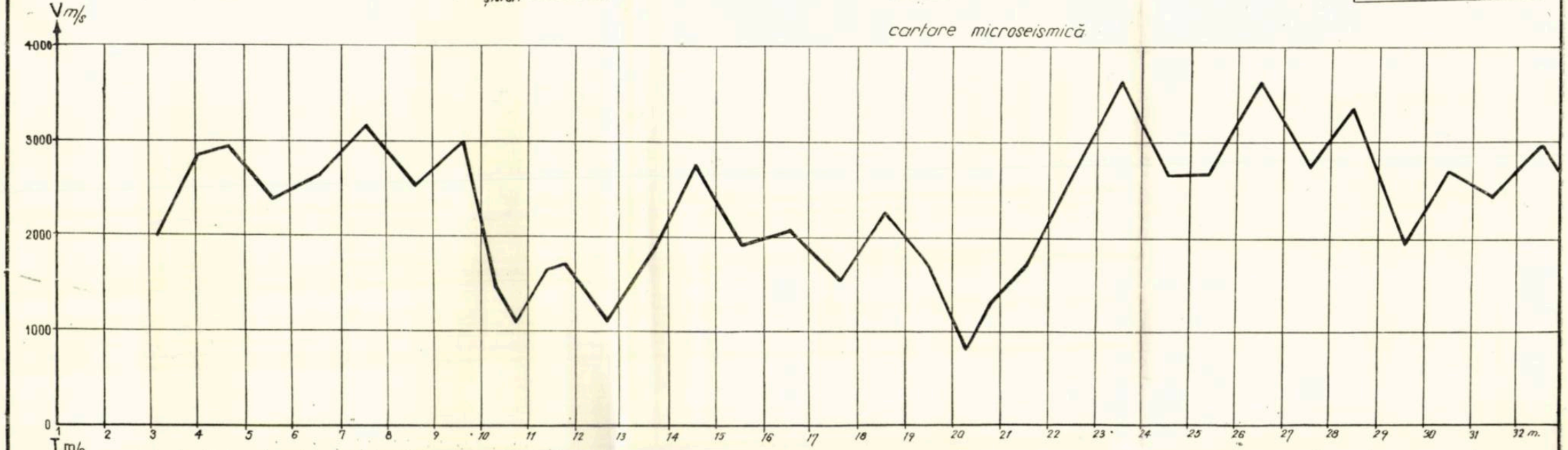
În figura 1, care reprezintă o parte a „galeriei priză" din amplasamentul barajului Vidra de pe Lotru, se poate observa, pe lîngă concordanța dintre variația vitezelor de propagare a undelor elastice cu zonele de deranjamente structurale disjunctive, și posibilitatea delimitării unor zone ce se deosebesc din punctul de vedere al proprietăților fizico-mecanice ale rocilor.

În general, măsurătorile de tipul cartărilor microseismice ale galeriilor precedă experiențele geotehnice în scopul amplasării locurilor de experiență în zonele cele mai caracteristice.

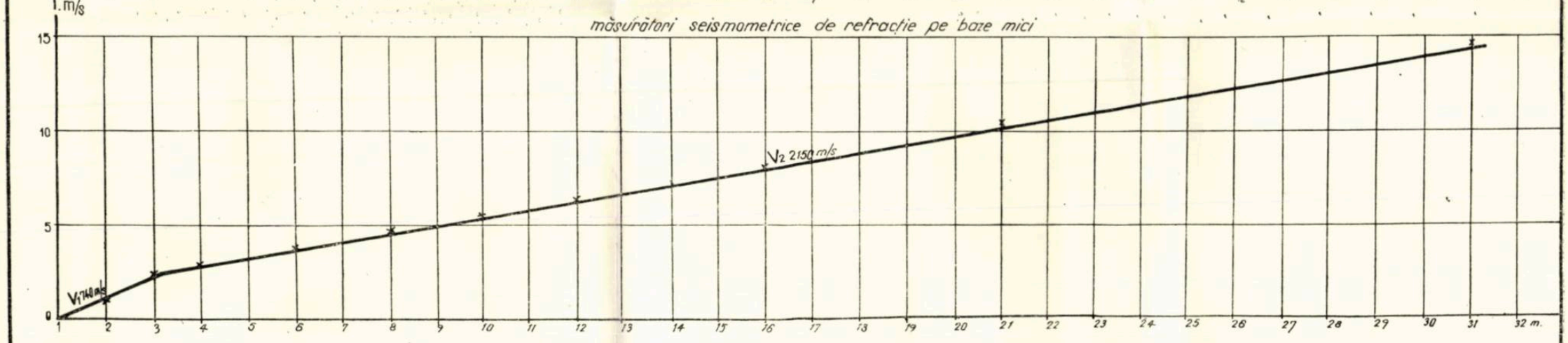
RELEVEU GEOLOGIC



cartare microseismică

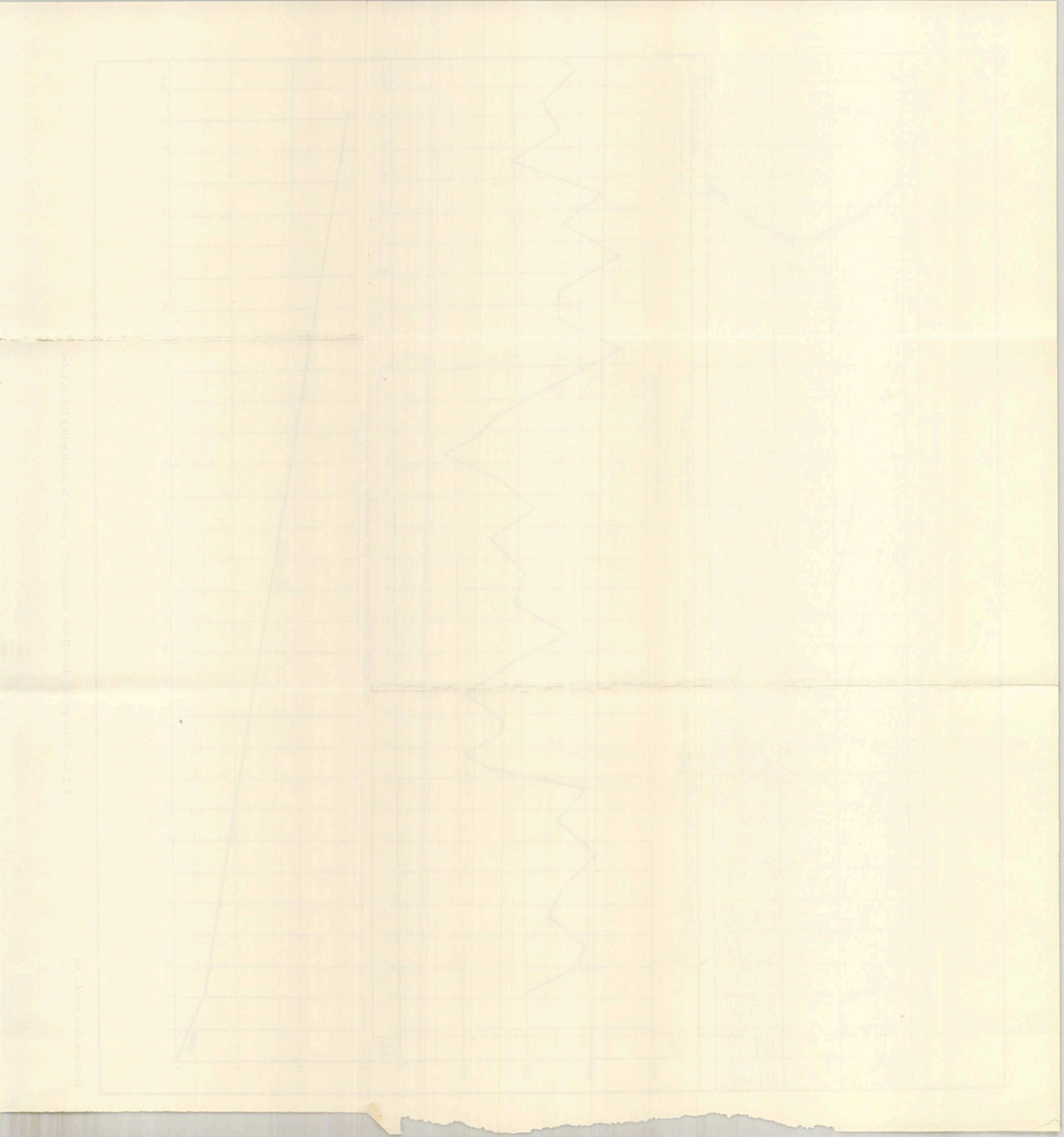


măsurători seismometrice de refracție pe baze mici



Studii de geofizică 1/967,d.p- 102

Fig. 1. — Releu geologic și rezultatele măsurătorilor geofizice în galeria priză a U.H.E. Lotru.



Cartarea microseismică a galeriilor asigură prin graficul variaţiei vitezelor undelor elastice longitudinale delimitarea unor zone caracteristice în roci din punctul de vedere al proprietăţilor fizico-mecanice. Tot aici trebuie amintite măsurătorile seismometrice de refracţie pe baze mici, executate cu aparatura Chronoseis, în acelaşi scop ca şi cartarea microseismică, cu avantajul suplimentar al unor investigaţii ale masivului de roci pe adîncimi mai mari (Oelsner C., 1958).

Concordanţa dintre rezultatele celor două metode se observă în figură (fig. 1).

2. Măsurători microseismice pentru categorisirea rocilor din amplasamentul experienţelor de forfecare rocă-rocă şi beton-rocă, care au constat din determinarea vitezei de propagare a undelor elastice longitudinale, în unele cazuri şi transversale, atît pe direcţia exercitării forţei de rupere, cît şi perpendicular pe acesta, pentru a găsi o corelaţie între rezultatele experienţelor geotehnice şi cele ale măsurătorilor geofizice (Link H., 1962).

Pentru blocurile de forfecare rocă-rocă, plecînd de la corelaţia teoretică dintre indicii fizici

$$G = \frac{E}{2(1+\mu)}, \tag{1}$$

$$\tau = \gamma G, \tag{2}$$

$$\tau = \gamma \frac{E}{2(1+\mu)},$$

şi avînd în vedere că

$$V = f(E, \rho, \mu), \tag{3}$$

în care G este modulul de elasticitate transversală, τ rezistenţa la forfecare, γ deformaţia unghiulară, μ coeficientul lui Poisson, E modulul dinamic de elasticitate, V viteza de propagare a undelor elastice longitudinale, iar ρ greutatea volumetrică, se ajunge la posibilitatea teoretică de a stabili o corelaţie de forma

$$\tau = \gamma f\ (E, \rho, \mu).$$

Executîndu-se măsurători pentru stabilirea unei corelaţii între rezistenţa la forfecare a rocilor şi viteza de propagare a undelor elastice longitudinale, s-a ajuns la o corelaţie pentru rocile din amplasamentul barajului de la Porţile de Fier, de tipul celei reprezentate în figura 2.

Această corelaţie prezintă deficienţa că pentru o viteză dată nu se poate stabili cu exactitate în ce categorie geotehnică de roci ne găsim. Această deficienţă poate fi înlăturată printr-un mare număr de puncte măsurate comun geofizic şi geotehnic, demonstrînd în acelaşi timp posibilitatea unei corelări a rezistenţei la forfecare şi a vitezei în cadrul aceluiaşi tip de rocă.

Natura corelaţiei între aceste mărimi în cadrul aceluiaşi tip de rocă din punct de vedere geologic-tehnic pare a fi de forma indicată în figură cu linie punctată.

Trebuie însă subliniat că măsurătorile microseismice vin să certifice care din blocurile unei baterii, din punctul de vedere al rezultatelor expe-

rienţelor geote nice, se situează în afara dreptei ce caracterizează rocile din zona expe nţelor.

Amintim a i importanţa pe care o au măsurătorile microseismice din amplasamen ul încercărilor geotehnice la determinarea anizotropiei

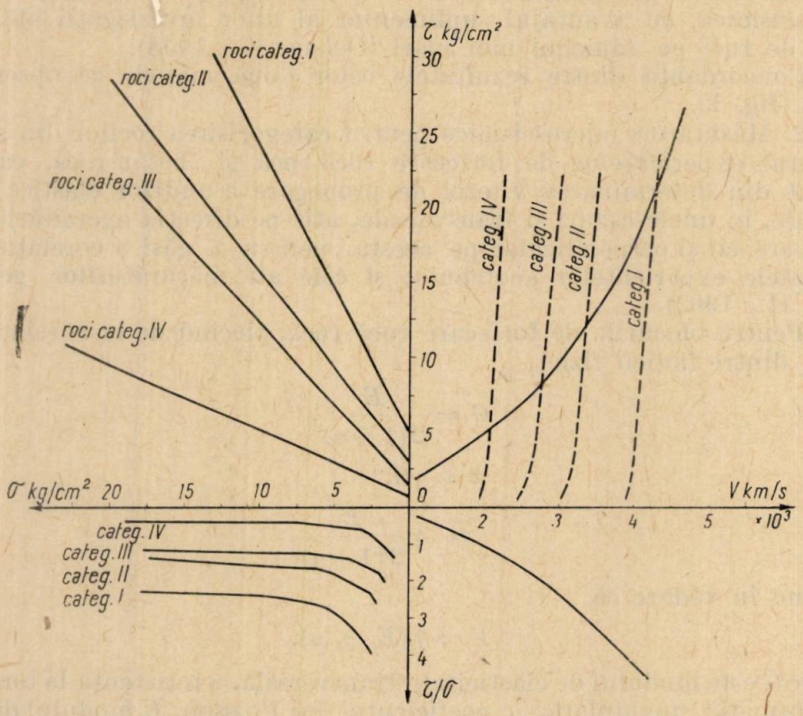


Fig. 2. — Diagrama $\tau = f(\sigma, V)$.

elastice a rocilor generate de şistuozitate sau stratificaţie şi de care trebuie să se ţină cont, în mod implicit la interpretare.

Această anizotropie, în cazul măsurătorilor de la Porţile de Fier, s-a stabilit a fi uneori şi de peste 25%, înţelegîndu-se o creştere a vitezei undelor elastice longitudinale măsurate pe direcţia şistuozităţii, în raport cu vitezele măsurate transversal faţă de direcţia şistuozităţii.

În cadrul măsurătorilor microseismice executate la U.H.E. Lotru în amplasamentul unor blocuri de forfecare rocă-rocă, au putut fi înregistrate şi măsurate cîteva sosiri ulterioare ale undelor longitudinale, care au fost considerate ca fiind unde elastice transversale. Vitezele undelor elastice considerate transversale au fost cuprinse între 643 şi 2 200 m/s faţă de 941 — 3 050 m/s ale undelor longitudinale.

În baza relaţiei

$$\mu = \frac{x^2 - 2}{2(x^2 - 1)},$$

în care μ = coeficientul lui Poisson, iar

$$x^2 = \left(\frac{V_l}{V_{tr}}\right)^2,$$

s-au determinat valori ale lui μ cuprinse între 0,16 şi 0,37.

De remarcat variaţia mare, chiar în cadrul aceluiaşi complex de roci, a lui μ, ceea ce corespunde întru totul cu variaţia mare a rezultatelor experienţelor geotehnice.

3. Executarea măsurătorilor microseismice în paralel cu experienţele de compresibilitate realizate cu prese plate deci a măsurării vitezei de propagare a undelor elastice longitudinale paralel cu comprimarea rocii din amplasamentul presei a dat posibilitatea verificării practice a corelaţiei cunoscute în literatură, şi anume

$$V = f(E).$$

Studiul variaţiei vitezelor în funcţie de presiunea din timpul experienţei a servit la urmărirea fenomenelor de deformaţie elastică (creşteri de viteză) şi a fenomenelor rupturale (scăderi de viteze) ce au loc în timpul experienţei de compresibilitate în roca supusă compresiunii.

În cazul unui corp elastic, izotrop şi omogen creşterea vitezei în funcţie de presiune este continuă pînă în momentul trecerii de la deformaţii elastice la deformaţii plastice.

Ţinînd însă seama că nici chiar în cazul unei roci monominerale nu avem de-a face cu un asemenea corp, se deduce că o dată cu creşterea presiunii în anumite momente viteza scade, fapt ce se explică prin apariţia unor fenomene rupturale (fig. 3).

În cadrul unor lucrări executate de ISPH, corelaţia realizată între E şi V reliefează concordanţa cu caracteristicile geotehnice ale rocilor din amplasamentul studiat, evidenţiind două domenii (fig. 4) (Vasiliu I. şi colab. 1965).

De menţionat că la corelarea vitezei cu E static trebuie să se ţină seama că

$E_{stat} \neq E_{din}$ cu variaţii ale raportului în limite 3—10, ca urmare a faptului că la $E_{stat.}$ $t \to t_1$ şi la $E_{din.}$ $t \to 0$ (t = timpul de acţionare a impulsului); rezultă

$$\lim_{t \to 0} E_{stat.} = E_{din}$$

Măsurătorile microseismice executate în amplasamentele preselor plate verticale au scos în evidenţă în mod elocvent fenomenul de decomprimare suferit de rocă, fenomen ce apare în apropierea suprafeţei excavaţiei. În aceste cazuri viteza de propagare a undelor elastice longitudinale, măsurată în fundul şliţului, prezintă valori cu cca. 25—30 % mai mari decît la partea superioară a şliţului (excavaţiei).

În concluzie, se poate afirma că, în cazul existenţei unui număr suficient de mare de amplasamente cercetate în paralel cu metode geotehnice şi geofizice, se poate determina o corelaţie între $E_{stat.}$ şi V care să servească extinderii cu suficientă precizie a datelor experienţelor geotehnice punctuale pe toată suprafaţa de studiu.

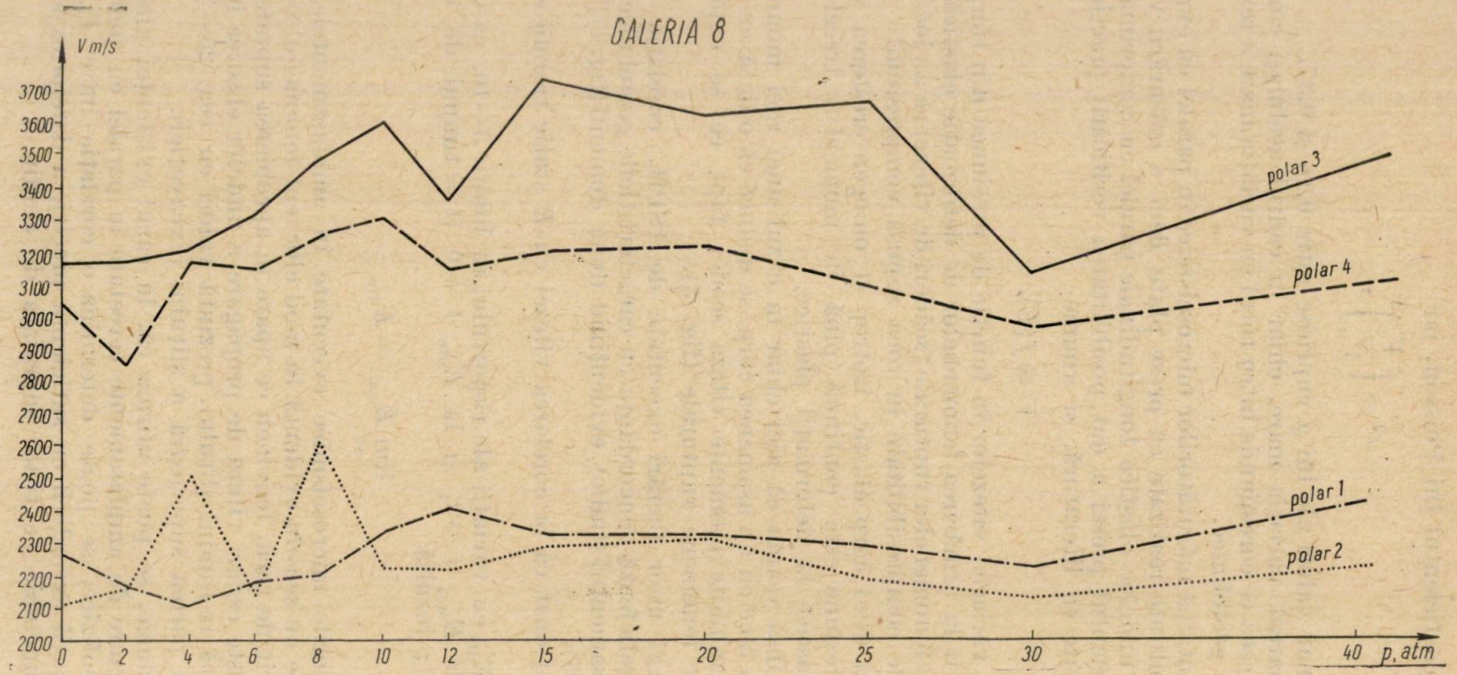


Fig. 3. — Variaţia vitezei în funcţie de variaţia presiunii în timpul experienţei de compresibilitate.

4. Măsurători geofizice de laborator aplicate în scopul stabilirii unor corelații între greutatea volumetrică ρ, rezistența la compresiuni R_c și viteza de propagare a undelor longitudinale V au condus, în cazul

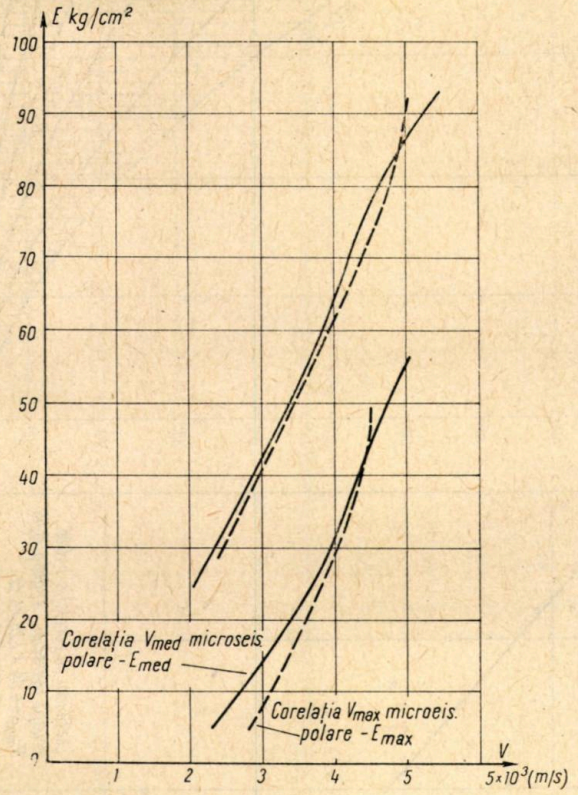


Fig. 4. — Diagrama $E - V$.

a 112 carote prelevate dintr-un amplasament aflat în studiu, la următoarele corelații între :

a) Viteza de propagarea a undelor elastice longitudinale și greutatea volumetrică. Corelația este reprezentată prin proporționalitatea creșterii vitezelor de propagare a frontului de unde elastice longitudinale cu creșterea greutății volumetrice, confirmînd relația teoretică

$$V = f\ (\rho,\ E,\ \mu).$$

Corelația obținută prezintă un coeficient de corelație ridicat (0,86) și este exprimată prin ecuația

$$V = 8{,}60\ \rho - 18{,}49 \text{ (fig. 5).}$$

b) Viteza de propagare a undelor elastice longitudinale și rezistența la compresiune a carotelor. Corelația este reprezentată de legături de natură exponențială, exprimate prin ecuațiile :

$$R_c = 18{,}7\ V^2 \text{ și } R_c = 6{,}0\ V^2 \quad \text{(fig. 6).}$$

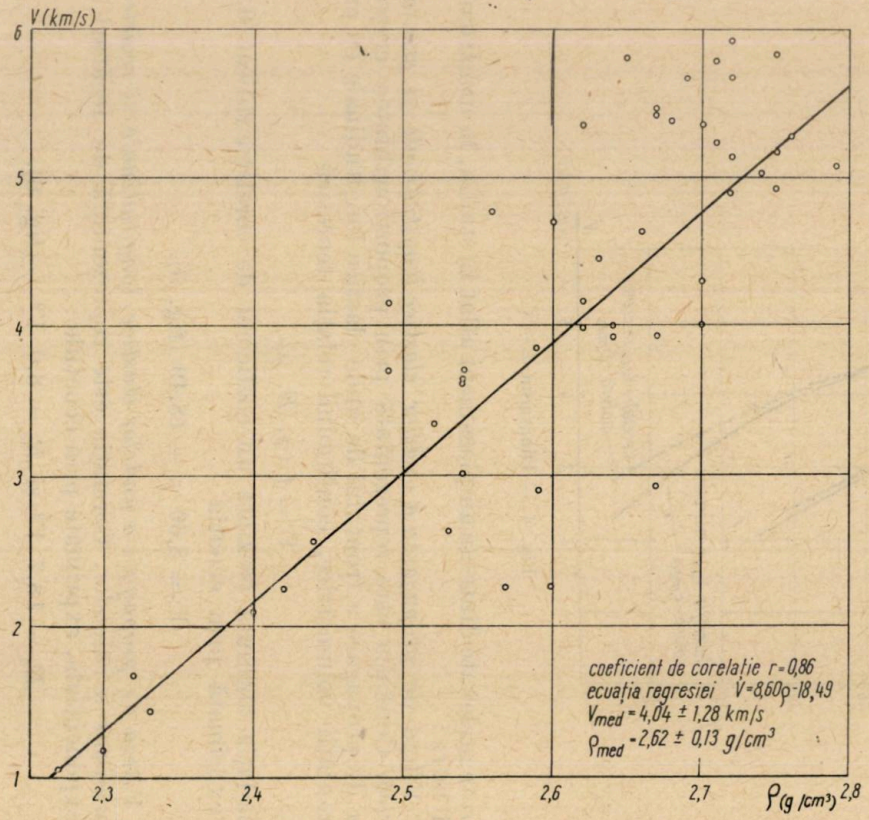


Fig. 5. — Dependența dintre viteza de propagare a undelor elastice longitudinale și greutatea volumetrică a carotelor.

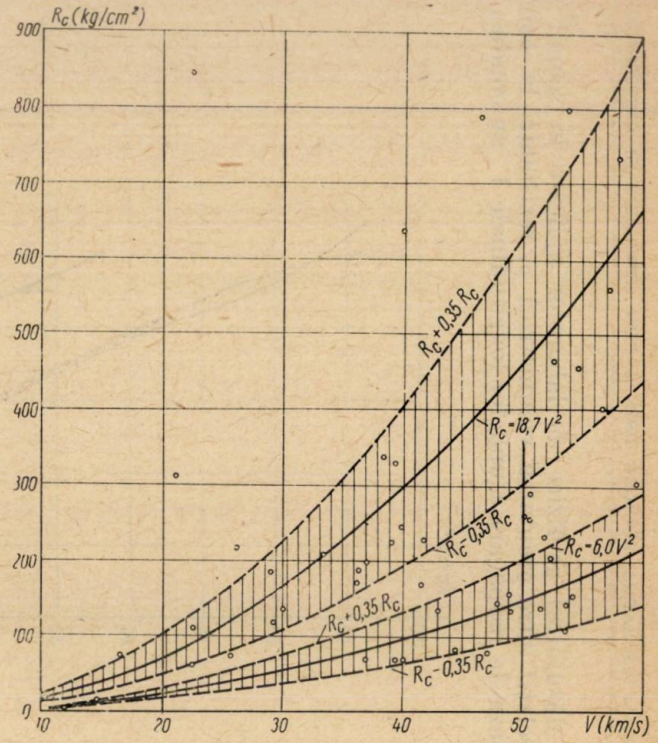


Fig. 6. — Dependența dintre rezistența la compresiune și viteza de propagare a undelor elastice longitudinale.

Ecuaţiile stabilite limitează două domenii, în care domeniul inferior este generat de unghiurile ascuţite dintre direcţia şistuozităţii şi direcţia forţei de compresiune.

Studiile mineralogice efectuate asupra unor carote pe care au fost făcute experienţe şi măsurători confirmă corelaţia dintre calităţile structurale-texturale ale rocilor şi vitezele de propagare ale undelor elastice longitudinale măsurate.

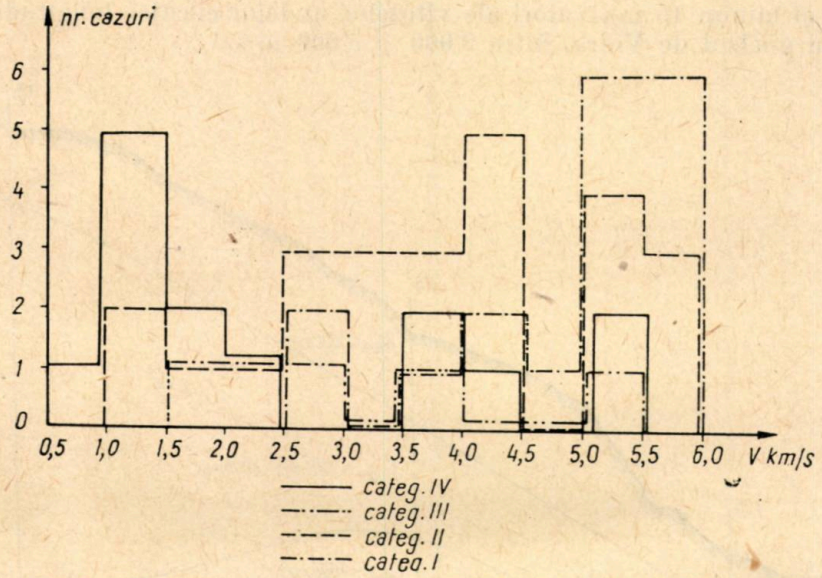


Fig. 7. — Histogramele vitezelor pe categorii de rocă (măsurate pe carote).

Astfel, se evidenţiază concordanţa dintre compoziţia mineralogică-petrografică a rocii (cu menţiuni speciale asupra fenomenelor de alterare) şi structura-textura rocii (cu menţiuni speciale asupra gradului şi dezvoltării fisurilor) şi rezultatele măsurătorilor de viteză.

De menţionat că studiul comparativ al variaţiilor vitezelor de propagare a undelor elastice longitudinale de pe carote cu clasificarea geologică-tehnică a reliefat concordanţa metodelor în cazul dat. Astfel, măsurătorile de viteză confirmă delimitarea categoriilor geologice-tehnice făcută pe baza observaţiilor pur geologice, reprezentîndu-se delimitarea proprietăţilor şi prin raporturi ale vitezelor medii şi dînd prin aceasta posibilitatea de a se reprezenta sub formă de relaţii cantitative raporturile calitative exprimate de studiile geologice (fig. 7).

B. MĂSURĂTORI SEISMICE ÎNTRE FORAJE

Zonarea rocilor amplasamentelor construcţiilor hidroenergetice în baza rezultatelor măsurătorilor seismice. În zona barajului de la U.H.E. Lotru, într-un grup de 11 foraje au fost efectuate de către formaţiunea seismică nr. 5 a Întreprinderii de prospecţiuni şi laboratoare — Comitetul de Stat al Geologiei, măsurători seismice (metoda vitezelor medii —Masuda H., 1964).

Procedeul de măsurare a fost cel al exploziei la 2—3 niveluri într-un foraj și înregistrarea în forajele adiacente la aceleași niveluri, adică între suprafață și cca. 20 m adîncime, între 20 și 45 m și peste 45 m, a timpului de sosire a undei elastice longitudinale directe (Margaritescu C. și Nistoreanu Fl., 1964).

Calculul vitezelor medii de propagare de-a lungul unor serii de profiluri s-a făcut pe cele trei compartimente amintite.

Au fost obținute la o distanță medie dintre foraje de 65 m (maxim 85 m și minim 45 m), valori ale vitezelor undelor elastice longitudinale, pentru gneisul de Vidra, între 2 000 și 5 000 m/s.

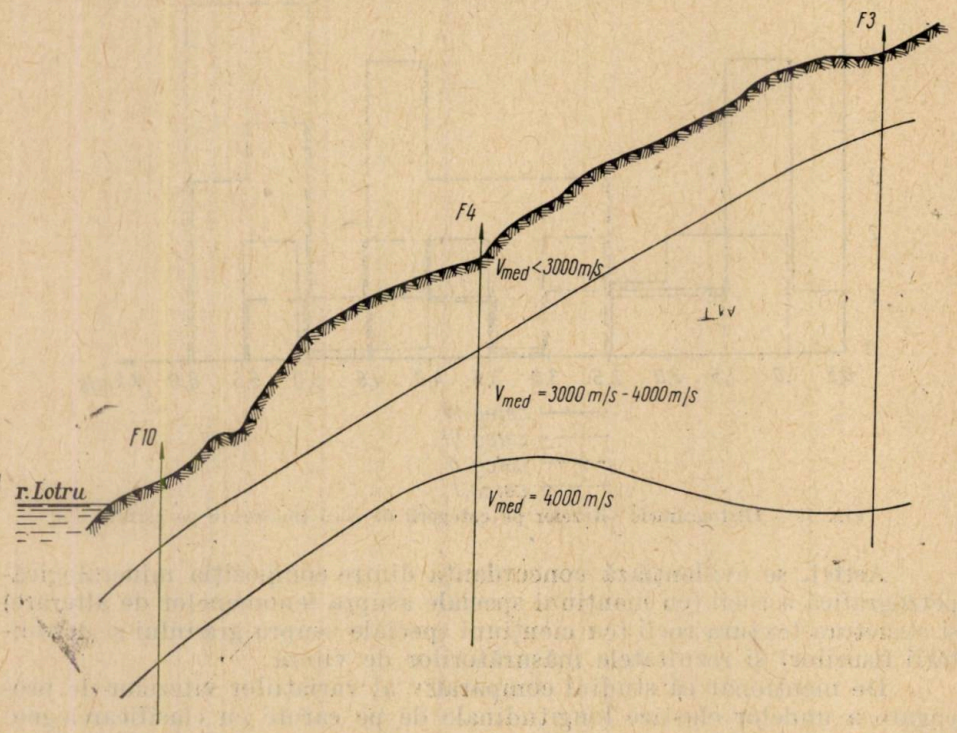


Fig. 8. — Profil de zone cu viteze.

Pe baza studiului de viteze a fost întocmită o serie de profiluri longitudinale și transversale, prin zona amplasamentului, care reflectă diferențierile în proprietățile elastice ale rocii de bază, în concordanță deplină cu studiile geologo-geotehnice.

Delimitarea a trei categorii de viteze s-a făcut pe trei intervale de valori :

$$V_{med} < 3\,000 \text{ m/s}; \quad V_{med} = 3\,000 - 4\,000 \text{ m/s};$$

$$V_{med} > 4\,000 \text{ m/s} \quad \text{(fig. 8)}$$

ceea ce corespunde cu delimitarea geologică-tehnică a rocii în cuprinsul amplasamentului.

CONCLUZII

1. Rezultatele obținute prin măsurătorile geofizice permit obținerea de informații prețioase cu privire la proprietățile elastice ale rocilor din zonele studiate și a variației acestora în cuprinsul perimetrelor studiate.

Aceste studii se impun a fi efectuate în prima fază a sarcinii de proiectare a marilor construcții hidrotehnice, pentru a-și aduce contribuția la alegerea zonei celei mai indicate pentru amplasarea construcțiilor.

2. Corelarea rezultatelor încercărilor geotehnice (statice) cu cele geofizice (dinamice) pe baza măsurătorilor microseismice polare, constituie un factor obiectiv la delimitarea principalelor categorii de roci, în zona fundației. Măsurarea vitezelor în zona amplasamentului încercărilor de forfecare, în vederea identificării blocurilor din aceeași categorie geotehnică, servește la îmbunătățirea interpretării determinărilor caracteristicilor de forfecare a rocilor.

3. Măsurătorile geofizice pe carote, în paralel cu încercările statice de laborator, constituie un aport prețios la stabilirea corespondenței dintre măsurătorile statice și măsurătorile geofizice.

4. Aplicarea metodelor geofizice la studiile de gelologie inginerească se face ținînd seama de particularități e specifice ale rocilor care intră în alcătuirea fundației, precum și de constituția geologică de ansamblu a zonei studiate.

Aplicarea cu precădere a metodelor seismice și electrometrice nu exclude posibilitatea aplicării și a altor metode geofizice : carotajul geofizic, magnetometria etc., în funcție de condițiile specificate mai sus.

Primită la redacție la 4 ianuarie 1967

BIBLIOGRAFIE

1. Bollo M. F., *Application de la microsismique à la construction des galeries.* Geologie und Bauwesen, *2* (1961).
2. Link H., *Über die Unterschiede statisch, dynamisch und seismisch ermittelten Elastizitätsmodulen von Gestein und Gebirge.* Geologie und Bauwesen, **27**, *3—4* (1962).
3. Margaritescu C., Nistoreanu Fl., *Raport asupra lucrărilor experimentale executate în regiunile : Lotru-Ciunget; Sebeș — Moara lui Isac.* Arh. Comit. geologic, București, 1964.
4. Masuda H., *Utilisation of elastic longitudinal wave velocity for determining the elastic properrty of dam fondation rock. 8-ème Congr. des Grands Barrages*, Paris, 1964.
5. Oelsner C., *Seismische Untertagemessungen.* Bergbautechnik, *3* (1958).
6. Vasiliu I.,Merkler G., Grujić N., Smiljanić A., *Referatul geofizic pentru proiectul tehnic al S.H.E.N. Porțile de Fier,* I.S.P.H. — Energoprojekt, București—Belgrad, iunie, 1965.

TRANSFORMAREA CAROTAJELOR ELECTRICE ÎN PSEUDOCAROTAJE ACUSTICE[1])

DE

MIHAI BARBU

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice București str. Coralilor nr. 20

INTRODUCERE

Mediul stratificat constituie principalul obiect de studiu al prospecțiunii seismice. Complexitatea propagării undelor într-un asemenea mediu, care conduce la apariția pe seismograme a unor informații utile despre structura geologică, dar și a unor perturbații specifice, este legată de existența în subsol a stratelor subțiri, puse clar în evidență cu ajutorul carotajelor acustice, excelent mijloc de determinare a vitezelor de strat.

Pornind de la o cunoaștere detaliată a structurii mediului stratificat, metode de modelare a fenomenelor de reflecție au dus la clarificarea, prin seismograme sintetice, a numeroase probleme de mare importanță practică : apartenența stratigrafică a reflecțiilor, studiul efilărilor, identificarea multiplelor etc. Pentru aceste studii sînt necesare informații amănunțite despre structura și proprietățile elastice ale subsolului, cu grad de detaliu echivalent diagrafiei de carotaj acustic.

Carotajul seismic obișnuit pune la dispoziție informații asupra vitezelor mediului ; gradul de precizie al determinării vitezelor de strat și delimitarea stratelor este însă insuficient pentru scopurile amintite mai sus. Modul de realizare a carotajului (intervale de măsurare de ordinul cîtorva zeci de metri, precizie redusă a timpilor) nu permite detalierea secțiunii de viteze, ale cărei proprietăți globale sînt corect descrise (viteze medii).

Deoarece carotajul acustic este o metodă de investigare prea nouă pentru a fi căpătat generalizare, creșterea gradului de detaliu al împărțirii mediului în strate prin utilizarea altor tipuri de diagrafii de sondă devine interesantă, mai ales că aceasta permite și utilizarea datelor din sonde vechi.

---

[1]) Apare și în „Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie", Série Géophysique, **11**, *1* (1967).

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 5, NR. 1, P. 113–120 BUCUREȘTI, 1967.

FORMULE DE TRANSFORMARE A CAROTAJELOR ELECTRICE

Transformarea curbei continue de măsurare a unei proprietăți fizice a mediului într-o curbă de viteze nu poate fi făcută decît dacă între viteză și această proprietate a mediului există o legătură cauzală sau cel puțin statistică. Evident, proprietatea mediului care este cea mai la îndemînă este rezistivitatea aparentă, prezentă pe toate diagrafiile de sondă; pot fi luate în considerație și alte tipuri de măsurători.

Între viteza de propagare a undelor și rezistivitatea aparentă a stratului nu există o relație simplă. Ambii parametri sînt dependenți de porozitatea rocii, dar fiecare din ei depind în mod diferit de condițiile de zăcămînt, ca și de caracteristicile fluidului de foraj.

L. Y. Faust (1951, 1953), în urma analizării statistice a unui mare număr de determinări de viteze de strat, a stabilit o legătură între viteză și rezistivitatea aparentă:

$$V = A\ z^{1/6}\ \rho^{1/6}, \tag{1}$$

în care z este adîncimea la care se află stratul, iar ρ rezistivitatea aparentă citită pe un carotaj electric normal. Legea a fost stabilită pe succesiuni de roci argilo-nisipoase; vitezele au fost luate din seismocarotaje pentru pachete de strate de circa 350 m.

Utilizînd această lege pentru transformarea punctuală a unui carotaj electric într-un pseudocarotaj acustic, Delaplanche și colab. (1961, 1963) au obținut rezultate bune în multe cazuri, dar în altele diferențele față de carotajele acustice executate în aceleași sonde au fost mari. S-a propus utilizarea unei formule mai generale

$$V = A\ z^{p}\ \rho^{q}, \tag{2}$$

mărimile A, p și q stabilindu-se prin comparație cu carotajele acustice sau seismocarotajele obișnuite. Pentru mai multe sonde din Bazinul Parisului autorii menționați au determinat legi de transformare diferite, pentru exponentul q utilizîndu-se valoarea 0,3 și obținîndu-se pentru p valori cuprinse între 0,067 și 0,27, valoarea lui A fiind cuprinsă între 270 și 910. În lucrare nu se prezintă detalii asupra modului de determinare a formulei și nici asupra modului de realizare practică a transformării.

Dziewonski (1964) descrie o metodă de transformare a carotajului electric în pseudocarotaj acustic, admițînd pentru p și q valoarea 1/6 și determinînd, din comparația carotajului seismic și a pseudocarotajului, coeficientul A, considerat variabil cu adîncimea. Pentru aceasta se împarte carotajul în mai multe intervale, determinîndu-se A pentru fiecare din ele, astfel încît să se obțină cea mai bună corespondență de timp al hodografului vertical cu cel al hodografului integrat.

Pot fi găsite deci mai multe legi de transformare care să asigure decalaje minime între hodograful observat și cel integrat. Admițînd că relația de tipul (2) descrie corect legătura statistică dintre rezistivitate și viteză, se pot face următoarele ipoteze:

a) A, p și q sînt constante pentru un anumit carotaj și nu depind de adîncime;

b) A, p și q sînt funcții de adîncime (toate sau numai unele din ele).

Dacă pentru prima ipoteză se poate presupune că există o singură soluție pentru un carotaj dat care să asigure deviații ale timpilor minime, pentru cea de-a doua ipoteză există șapte tipuri de formule și este greu

de apreciat care din acestea va asigura deviațiile cele mai mici față de timpul observat în seismocarotaj.

Alegerea unui tip de formulă din cea de-a doua categorie nu poate fi făcută fără o prealabilă apreciere a efectului ei asupra coeficienților de reflecție care rezultă din pseudocarotajul acustic.

Considerînd pseudocarotajul acustic ca o funcție continuă, coeficientul de reflecție este dat de relația

$$K_{(z)} = \mathrm{d}\,(\ln V_{(z)}),$$

$$K_{(z)} = \frac{1}{A_{(z)}}\,\mathrm{d}A_{(z)} + \frac{p_{(z)}}{z}\,\mathrm{d}z + \ln p\,\mathrm{d}\rho_{(z)} + \ln \rho_{(z)}\,\mathrm{d}q_{z)} + q_{(z)}\,\frac{\mathrm{d}\rho_{(z)}}{\rho_{(z)}}. \qquad (3)$$

Dacă se admite că $A_{(z)}$, $p_{(z)}$ și $q_{(z)}$ au variații mici în funcție de adîncime, diferențialele pot fi considerate neglijabile în raport cu diferențiala rezistivității, relația (3) devine

$$K_{(z)} \approx q_{(z)}\,\frac{\mathrm{d}\rho_{(z)}}{\rho_{(z)}}. \qquad (4)$$

Determinarea exponentului q prezintă deci cea mai mare importanță pentru coeficienții de reflecție, în timp ce determinarea mărimii coeficientului A și a exponentului p este importantă în special pentru a obține diferențele cele mai mici între hodografii observați și calculați. Este deci rațional să se determine, pentru fiecare caz în parte, care este exponentul rezistivității care asigură devieri minime ale pseudocarotajului față de seismocarotaj.

METODA DE DETERMINARE A PARAMETRILOR TRANSFORMĂRII

În cele ce urmează se va descrie o metodă de determinare a legii de transformare relativ simplă, pornind de la următoarele ipoteze:

a) se dispune de o curbă a rezistivității aparente fără erori;

b) seismocarotajul în aceeași sondă este de calitate bună, dar cu puncte rare de măsură și cu erori care afectează timpii;

c) se admite că legea de transformare este de tipul relației (2) și este valabilă atît pentru strate subțiri, cît și pentru strate groase, pentru care se ia în considerație o rezistivitate echivalentă;

d) se admite că atît A, cît și p și q sînt funcții de adîncime, dar că variațiile lor sînt lente. Unele din aceste mărimi pot fi luate și constante, pentru simplificare.

Atacarea directă a problemei determinării celor trei necunoscute conduce la un sistem de calcul laborios și lung. Pentru simplificare s-a făcut ipoteza că aceeași lege de transformare este valabilă și pentru pachete de strate subțiri, pentru care trebuie să se găsească o rezistivitate echivalentă. Aceasta permite reducerea substanțială a numărului de strate care trebuie introduse în calcul și utilizarea unor metode obișnuite de calcul.

Considerăm un pachet de strate, avînd fiecare o rezistivitate ρ_i și admitem că există o adîncime echivalentă z_m și o rezistivitate echivalentă ρ_m. Viteza unui pachet de strate este media armonică a vitezelor stratelor,

$$\frac{1}{z_m^p\,\rho_m^q} = \sum_{i=1}^{n} a_i\,z_i^{-p}\,\rho_i^{-q}, \qquad (5)$$

unde a_i sînt coeficienții de pondere dați de

$$a_i = \frac{h_i}{\sum_{i=1}^{n} h_i}, \tag{6}$$

h_i fiind grosimea stratului. Exponenții p și q vor fi considerați constanți, deoarece pachetul de strate nu este prea gros.

Admitem că în locul echivalenților z_m și ρ_m se utilizează niște valori medii z' și ρ'. Fie

$$\alpha = \frac{z'^p \rho'^q}{z_m^p \rho_m^q} \tag{7}$$

și, înlocuind în (5), se obține relația generală

$$\alpha = z'^p \rho'^q \sum_{i=1}^{n} a_i z_i^{-p} \rho_i^{-q}. \tag{8}$$

Pentru z' și ρ' pot fi luate în considerație următoarele medii:

— media aritmetică

$$z_1' = \sum_{i=1}^{n} a_i z_i, \qquad \rho_1' = \sum_{i=1}^{n} a_i \rho_i; \tag{9}$$

— media armonică

$$z_2' = \left(\sum_{i=1}^{n} \frac{a_i}{z_i}\right)^{-1}, \qquad \rho_2' = \left(\sum_{i=1}^{n} \frac{a_i}{\rho_i}\right)^{-1}; \tag{10}$$

— media geometrică

$$z_3' = \prod_{i=1}^{n} z_i^{a_i}, \qquad \rho_3' = \prod_{i=1}^{n} \rho_i^{a_i}. \tag{11}$$

Fără a micșora generalitatea rezultatelor se poate face ipoteza $a_i = \frac{1}{n}$, și atunci, înlocuind relațiile (9), (10) și (11) în (8), se obțin relațiile

$$\alpha_1 = \left(\frac{1}{n}\right)^{1+p+q} \left(\sum_{i=1}^{n} z_i\right)^p \left(\sum_{i=1}^{n} \rho_i\right)^q \sum_{i=1}^{n} z_i^{-p} \rho_i^{-q}; \tag{12}$$

$$\alpha_2 = \left(\frac{1}{n}\right)^{1-p-q} \frac{\sum_{i=1}^{n} z_i^{-p} \rho_i^{-q}}{\left(\sum_{i=1}^{n} z_i^{-1}\right)^p \left(\sum_{i=1}^{n} \rho_i^{-1}\right)^q}; \tag{13}$$

$$\alpha_3 = \frac{1}{n} \left(\prod_{i=1}^{n} z_i^{p/n} \rho_i^{q/n}\right) \sum_{i=1}^{n} z_i^{-p} \rho_i^{-q}. \tag{14}$$

În cazul cel mai simplu, cînd $n = 2$, dacă se notează cu $z_2 = z_1(1 + \beta)$ și $\rho_2 = m\rho_1$ relațiile (12), (13) și (14) devin

$$\alpha_1 = \left(\frac{1}{2}\right)^{1+p+q} \frac{(2+\beta)^p - (1+m)^q}{(1+\beta)^p m^q} [1 + (1+\beta)^p m^q];$$

$$\alpha_2 = \left(\frac{1}{2}\right)^{1-p-q} \frac{1}{(2+\beta)^p (1+m)^q} [1 + (1+\beta)^p m^q];$$

$$\alpha_3 = \frac{1}{2} \frac{1}{(1+\beta)^{p/2} m^{q/2}} [1 + (1+\beta)^p m^q].$$

Utilizînd aceste formule, au fost calculate graficele din figura 1 pentru $\beta = 0{,}1$. Se observă că diferențele cele mai mici sînt obținute prin utilizarea mediei geometrice. Factorul α depinde de p și q și se depărtează cu atît mai mult de unitate, cu cît q este mai mare și raportul rezistivităților mai diferit de unitate. Creșterea factorului α este minimă

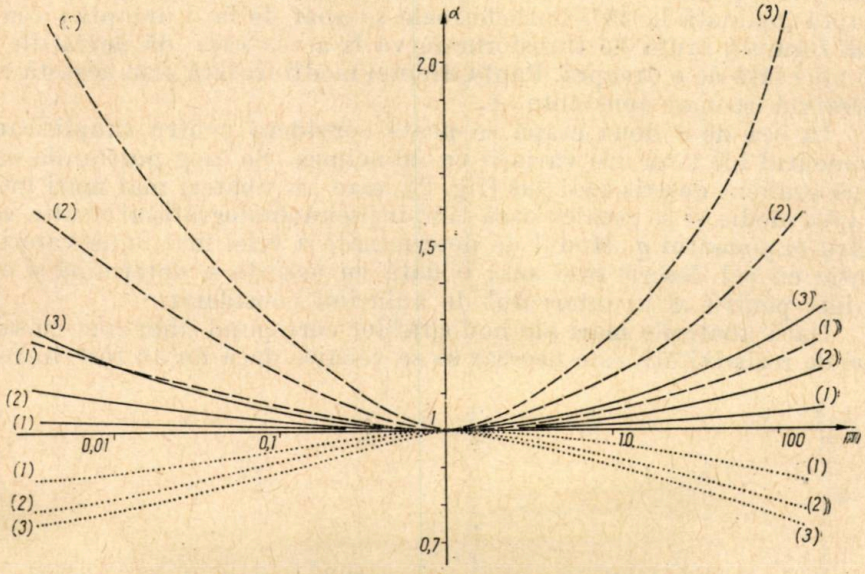


Fig. 1. — Variația raportului α (liniile întrerupte : media aritmetică ; liniile punctate : media armonică ; liniile continue : media geometrică). Curbele au fost calculate pentru $p = 0{,}3$ și pentru trei valori ale lui q : 0,1 (*1*) ; 0,2 (*2*) ; 0,3 (*3*).

pentru media armonică, dar abaterea lui este mai mică față de unitate pentru media geometrică dacă raportul rezistivității este mai mic de 1 : 50.

Calcule similare pot fi făcute și pentru cazul mai multor strate, dar sînt greoaie și nu mai pot fi reprezentate grafic. Este însă ușor de văzut că cel mai dezavantajos caz rămîne acela al pachetului care cuprinde numai două strate cu raport mare al rezistivităților ; pentru cazul mai multor strate, ponderea unui strat mult diferit de celelalte scade, iar coeficientul α va fi cu atît mai apropiat de unitate, cu cît stratele cu valori de rezistivitate mult diferite sînt mai subțiri.

Ținînd seama de acest rezultat, carotajul electric poate fi împărțit într-un număr redus de strate echivalente cu grosime constantă sau variabilă. Pentru fiecare strat se stabilește o rezistivitate echivalentă ca medie geometrică a rezistivității de pe curba carotajului. Pentru simplificarea operației, carotajul se reprezintă la o scară logaritmică ; media geometrică se obține atunci ca mărimea a cărui logaritm este media logaritmilor rezistivităților de pe curbă, deci ca medie a curbei la scară logaritmică. Adîncimea echivalentă se calculează de asemenea ca medie geometrică a adîncimilor din strat.

Valorile obținute servesc pentru calculul unei familii de pseudohodografi cu A constant (pentru simplificare se poate lua egal cu 1 000, dacă adîncimile sînt măsurate în metri, iar viteza în m/s), dar cu p și q dife-

rițti. Această familie de pseudohodografi va servi pentru determinarea unei formule brute de transformare cu A, p și q constanți.

Aprecierea deviațiilor față de hodograful seismocarotajului se poate face cu ajutorul unui grafic simplu, reprezentînd timpii pseudocarotajului în funcție de timpii carotajului care corespund aceleași adîncimi. Dacă transformarea ar fi perfectă, curba rezultantă ar trebui să fie o dreaptă înclinată la 45°. Curbele reale se abat de la o dreaptă; cea mai bună formulă brută de transformare va fi aceea care dă deviațiile cele mai mici față de o dreaptă. Panta dreptei medii trasată prin această curbă reprezintă tocmai constanta A.

În cea de-a doua etapă se poate considera pentru simplificare că exponentul lui z nu are variații cu adîncimea. Se aleg porțiunile curbei de pe graficul descris mai sus (fig. 2), care au abateri mai mari față de dreapta medie și se recalculează timpii pseudohodografului cu alte valori pentru exponentul q. Modul de determinare a celei mai bune valori este identic cu cel descris mai sus; o dată cu aceasta se determină și o altă mărime pentru A în intervalul de adîncimi considerat.

Dacă abaterile mari ale hodografilor corespund unor zone cu salturi mari de rezistivități, este necesar să se verifice dacă nu au fost introduse

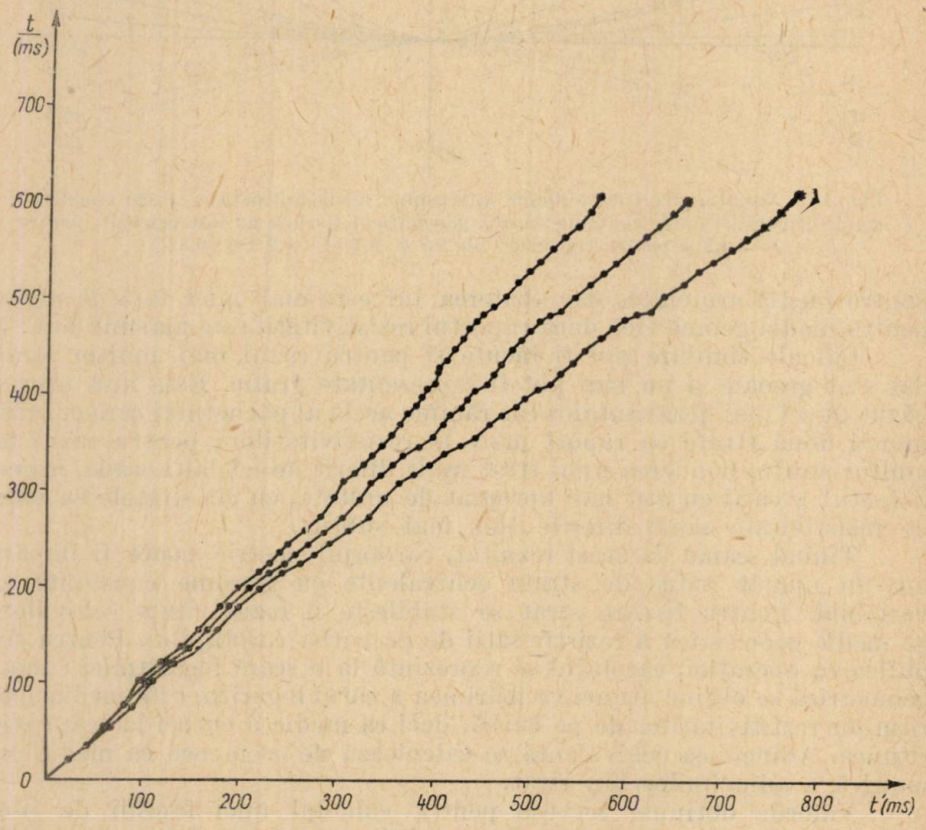


Fig. 2. — Grafic al pseudohodografului t' în funcție de timpii hodografului observat t pentru trei valori ale exponentului q.

erori prin utilizarea stratelor echivalente; pentru a verifica este suficient să se ia strate echivalente mai subțiri sau să se realizeze transformarea riguroasă a curbei prin procedeul care va fi expus în continuare.

Nu trebuie neglijat faptul că relația (2) exprimă o legătură statistică și că, în consecință, nu trebuie să se obțină o potrivire perfectă a timpilor, mai ales că hodograful poate prezenta erori de 1... 2 ms.

Metoda de determinare descrisă presupune că q este continuu variabil cu adîncimea. Din acest motiv, după ce s-au determinat formulele de transformare pentru diferite tronsoane ale carotajului electric este necesar ca acestea să fie racordate între ele. Operația poate fi făcută și simultan cu cea de-a doua etapă de determinare a exponenților descrisă mai sus.

După obținerea formulelor finale de transformare se trece la executarea operației de transformare propriu-zisă. Deoarece curba rezistivității aparente a fost deja pusă la o scară logaritmică, ridicarea la o putere este echivalentă cu reducerea într-un anumit raport a scării curbei,

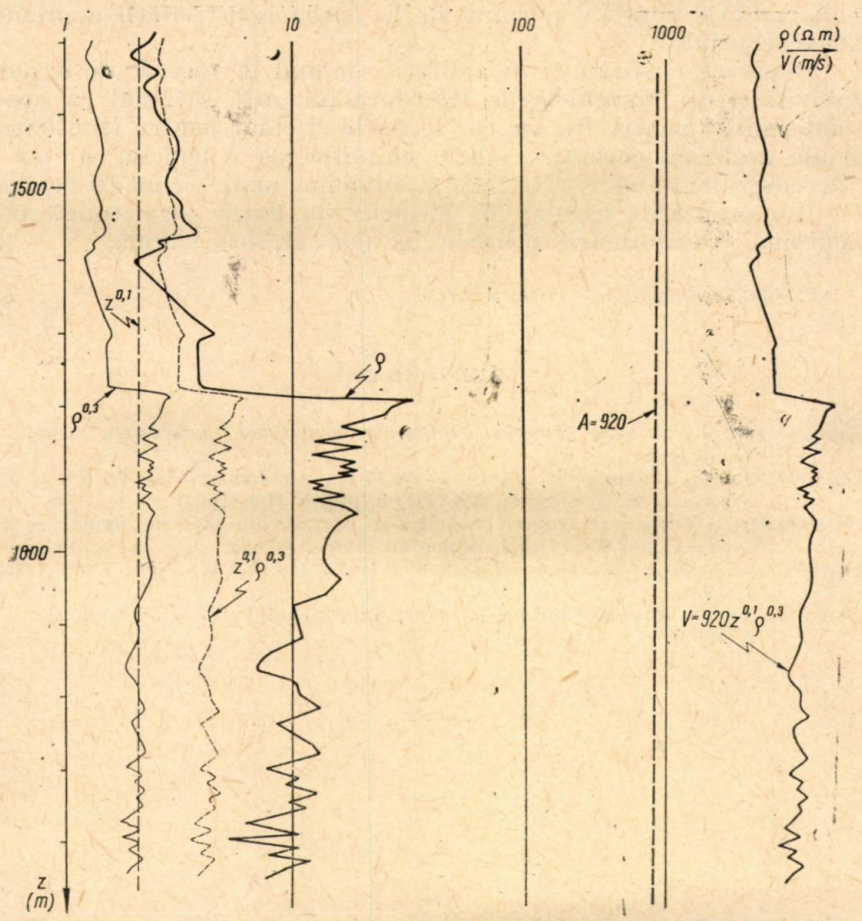


Fig. 3. — Exemplu de transformare a unui carotaj electric în pseudocarotaj acustic cu ajutorul graficelor logaritmice.

iar multiplicările devin adunări. În figura 3 se prezintă un fragment de grafic pe care se pot observa operațiile de transformare.

Avantajul metodei descrise este, pe lîngă posibilitatea relativ simplă de determinare a relației de transformare, acela de a permite executarea operațiilor matematice mai dificile prin operații grafice simple și suficient de precise. Vitezele se obțin direct la scară logaritmică, astfel că pot fi folosite direct pentru calculul coeficienților de reflecție.

Deoarece nu am avut posibilitatea de a executa o comparație între un carotaj acustic și un pseudocarotaj acustic din aceeași sondă, nu putem încă aprecia care sînt erorile pe care le introduce folosirea pseudocarotajelor.

CONCLUZII

În zonele în care nu se dispune de carotaje acustice se pot construi pseudocarotaje acustice pornind de la curba rezistivității aparente și a seismocarotajului.

Deoarece coeficienții de reflecție depind în special de exponentul rezistivității din formulele de transformare, este rațional ca acesta să fie determinat pentru fiecare caz în parte și chiar pentru tronsoane diferite ale aceluiași carotaj. Pentru simplificarea calculelor se pot folosi strate echivalente cu rezistivități și adîncimi luate ca medii geometrice.

Reprezentarea carotajelor electrice la scară logaritmică permite executarea transformării printr-o metodă grafică simplă.

Primită la redacție la 6 ianuarie 1967

BIBLIOGRAFIE

1. Delaplanche J., *Quelques exemples d'utilisation des filmes synthétiques.* Geoph. Prosp. IX, 3 (1961).
2. Delaplanche J., Hageman R. F., Bollard P. C., *An Example of the Use of Synthetic Seismograms.* Geophysics, XXVIII, 5, partea II-a (1963).
3. Dziewonski A., *Obliczanie krzywej predocosci w odwercie na postawie damych sondowania electrycznego.* Acta Geoph. Polonica, XII, *1* (1964).
4. Faust L. Y., *Seismic Velocity as a Function of Depth and Geologic Time.* Geophysics, XVI, *2* (1951).
5. Faust L. Y., *A Velocity Function including Lithological Variation.* Geophysics, XVIII, *2* (1953).

ANOMALIA ÎN DECLINAȚIE PROVOCATĂ DE UN POL UNIC ÎNTR-UN CÎMP MAGNETIC UNIFORM

DE

ANDREI SOARE[1]) și DOREL ZUGRĂVESCU [2])

În ultimii ani s-a executat în România un însemnat volum de măsurători geomagnetice de precizie ridicată, acoperind aproape întregul teritoriu al țării cu o rețea de stații suficient de densă pentru a permite întocmirea — într-o primă etapă — a unor hărți magnetice regionale (Muntenia, Oltenia, Transilvania, Moldova, Dobrogea).

Măsurătorile de declinație au condus la trasarea hărților cu izogone D. Aceste hărți, datorită densității ridicate a stațiilor, conturează anomalii regionale, în legătură cu care pot fi făcute interpretări geologice interesante. Dacă pentru interpretarea anomaliilor conturate pe hărțile H și Z există documentație bogată, reprezentată de soluții teoretice și grafice ale problemei directe a potențialului reprezentat grafic pentru diverse tipuri de corpuri în ipoteze simplificatoare, și dacă s-a acumulat o vastă experiență datorită numeroaselor lucrări de prospecțiune de detaliu sau regională, pentru interpretarea anomaliilor D lipsesc, în general, astfel de elemente, considerațiile care se fac adeseori pe marginea hărților cu izogone avînd un caracter cu totul calitativ.

Urmărind să aducem o contribuție la formarea unor imagini mai clare asupra anomaliilor în hărțile de declinație magnetică, ușurînd astfel interpretarea lor cantitativă și mărind precizia eventualelor ipoteze cauzale, vom trata în lucrarea de față un caz simplificat al problemei directe, reprezentat de anomalia provocată în declinație de prezența într-un cîmp magnetic uniform a unui „pol unic".

Este evident că un corp magnetic de formă alungită, cu dimensiunile secțiunii mici în raport cu lungimea, provoacă în exterior un cîmp magnetic foarte asemănător cu cîmpul unui magnet alungit. Se admite [1] că într-o bună aproximație cîmpul unui astfel de magnet poate fi

[1]) Institutul de geofizică aplicată București, Șos. Kiseleff nr. 55
[2]) Centrul de cercetări geofizice București, Str. Cuțitul de argint nr. 21

calculat folosind noţiunea de masă magnetică (m), considerată concentrată în doi „poli magnetici".

O formaţiune verticală de acest tip, deci cu dimensiunile secţiunii orizontale foarte mici în raport cu înălţimea, avînd, cu alte cuvinte, polul inferior foarte adînc (cazul unui coş vulcanic de exemplu), produce la suprafaţă un cîmp magnetic ce poate fi bine aproximat, neglijînd efectul polului magnetic inferior [2].

În cele ce urmează ne propunem să calculăm anomalia în declinaţie provocată de un astfel de „pol unic". Cum prin definiţie declinaţia este unghiul pe care îl face componenta orizontală a cîmpului magnetic cu nordul geografic, pentru a o calcula trebuie cunoscută distribuţia componentei orizontale a cîmpului anomal, provocat de polul unic. Pentru comoditatea calculelor, vom situa originea unui sistem rectangular de coordonate deasupra polului unic, vom situa planul xOy în planul ce delimitează suprafaţa terenului şi vom dirija axa Oz în jos.

Fie $-m$ masa magnetică a acestui pol[3]) situat în punctul $A(0, 0, a)$. Potenţialul cîmpului magnetic provocat de masa $-m$ în $P(x, y, z)$ este

$$V = -\frac{m}{u}, \tag{1}$$

unde

$$u = \sqrt{x^2 + y^2 + (z - a)^2}. \tag{2}$$

Componenta orizontală ($\vec{F}$) a cîmpului anomal provocat de acest pol unic în planul

$$z = 0 \tag{3}$$

este

$$\vec{F} = -\frac{\partial v}{\partial x}\vec{i} - \frac{\partial v}{\partial y}\vec{j} \tag{4}$$

sau ţinînd seama de (1) şi (2)

$$\vec{F} = -\frac{m}{\sqrt{(x^2 + y^2 + a^2)^3}}(x\vec{i} + y\vec{j}). \tag{5}$$

Semnul ($-$) din faţa expresiei arată că vectorul $\vec{F}$ este îndreptat în permanenţă spre originea axelor de coordonate.

Pentru a pune în evidenţă simetria perfectă a distribuţiei valorilor $\vec{F}$ faţă de originea axelor de coordonate, vom transforma sistemul

[3]) A fost luat semnul ($-$), deoarece în emisfera boreală, în partea superioară a unui corp cu susceptibilitatea magnetică mai mare decît a mediului înconjurător, cîmpul magnetic terestru induce un pol magnetic sud.

de referință cartezian într-unul cilindric, păstrînd neschimbată originea și axa Oz:

$$x = \rho \cos \varphi,$$
$$y = \rho \sin \varphi,$$
$$z = z$$

În aceste condiții, relația (5) devine

$$\vec{F} = -\frac{m}{\sqrt{(\rho^2 + a^2)^3}} (\cos \varphi \vec{i} + \sin \varphi \vec{j}) \tag{6}$$

și, fiindcă

$$(\cos \varphi \vec{i} + \sin \varphi \vec{j}) = 1, \tag{7}$$

rezultă că mărimea absolută a lui $\vec{F}$ este independentă de φ:

$$|\vec{F}| = \frac{m\rho}{\sqrt{(\rho^2 + a^2)^3}}. \tag{8}$$

Deoarece pentru fiecare caz particular în parte mărimile a și m, care îi definesc geometria și proprietățile magnetice sînt constante, pentru a obține imaginea cea mai generală a distribuției orizontale a anomaliei magnetice vom pune relația (7) sub forma

$$\frac{a^2}{m} |\vec{F}| = \frac{\rho \cdot a^{-1}}{\sqrt{(\rho^2 \cdot a^{-2} + 1)^3}}. \tag{8'}$$

În figurile 1 și 2 este reprezentată distribuția în planul orizontal a intensității valorii absolute a componentei orizontale ($\vec{F}$) măsurată

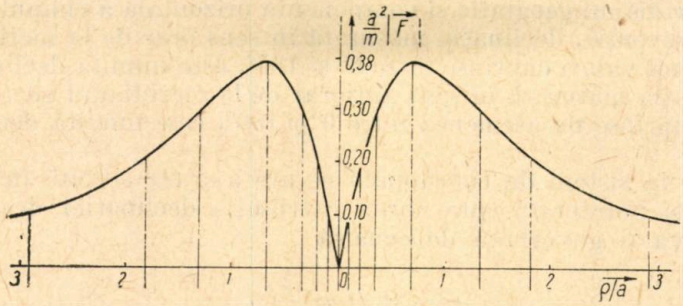


Fig. 1. — Valoarea absolută a intensității componentei orizontale, pe un profil ce trece prin origine.

în unități m/a^2, distanța de la originea sistemului de coordonate fiind măsurată în unități a. În figura 1 este arătată variația valorii absolute a intensității componentei orizontale pe un profil ce include proiecția

polului magnetic în planul orizontal (originea sistemului de coordonate) iar în figura 2 este arătată distribuția izodinamelor componentei orizontale în planul orizontal.

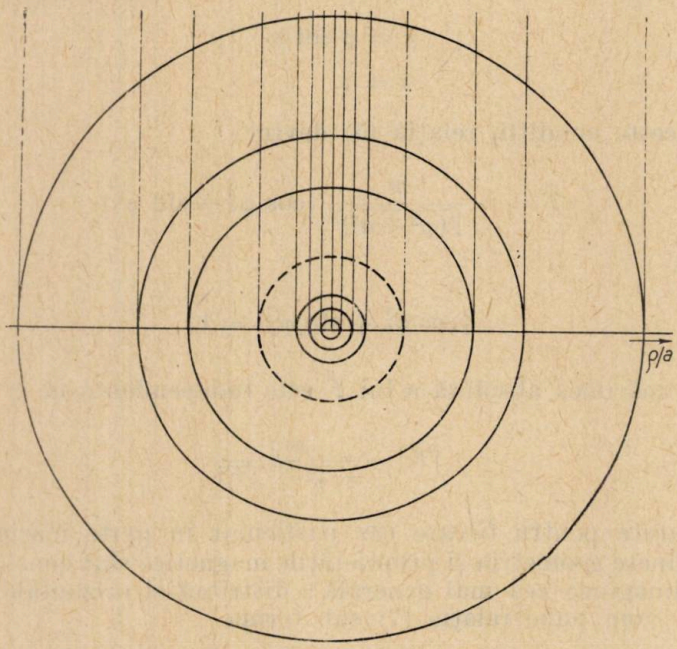


Fig. 2. — Distribuția izodinamelor componentei orizontale.

ANOMALIA DECLINAȚIEI PROVOCATĂ DE PREZENȚA ÎN SUBSOL A UNUI POL UNIC PERTURBANT

Polul unic de masă — m. Prin definiție, declinația (D) este unghiul dintre meridianul geografic și componenta orizontală a cîmpului magnetic și, prin convenție, declinația măsurată în sens orar de la meridianul geo, grafic, avînd valori cuprinse între 0° și 180°, este numită declinație estică, iar declinația măsurată în sens antiorar de la meridianul geografic, avînd valorile cuprinse de asemenea între 0° și 180°, este numită declinație vestică.

Într-un sistem de coordonate ce are axa Ox situată în meridianul geografic și îndreptată spre nord, distribuția declinației deasupra unui pol unic va fi guvernată de ecuația

$$\operatorname{tg} D = \frac{Y}{X}, \tag{9}$$

unde x și y sînt proiecțiile componentei orizontale F pe axele de coordonate. Ținînd seama de relația (5), ecuația (9) devine

$$\operatorname{tg} D = \frac{Y}{X}. \tag{10}$$

Fig. 3. — Izogone teoretice deasupra polului unic.

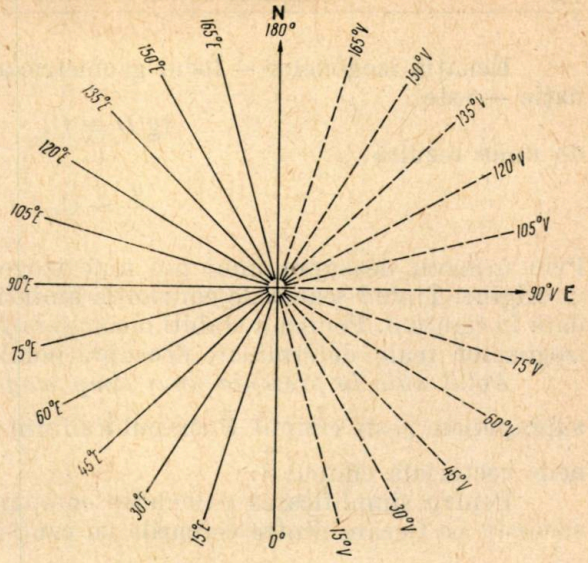
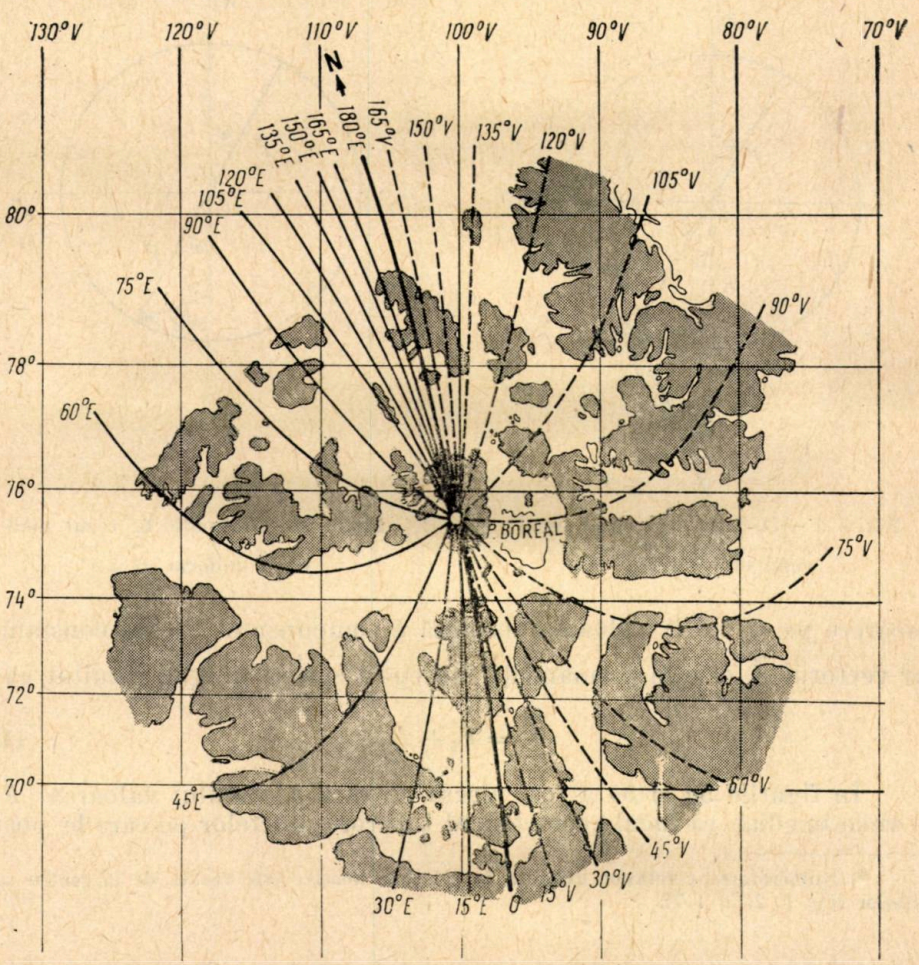


Fig. 4. — Izogone reale deasupra polului magnetic boreal.



Ecuaţia izogonelor — locul geometric al punctelor cu aceeaşi declinaţie — este

$$\operatorname{tg} D = C, \tag{11}$$

de unde rezultă

$$\frac{y}{x} = C. \tag{12}$$

Prin urmare, deasupra unui pol unic izogonele sînt drepte ce converg în origine. Ţinînd seama de convenţia amintită mai sus, imaginea lor este dată în figura 3. Pentru a stabili o comparaţie, figura 4 prezintă imaginea izogonelor reale determinate deasupra polului boreal [3].

Polul unic în prezenţa unui cîmp magnetic uniform. În planul xOy suprapunem peste cîmpul $\vec{F}$ cîmpul uniform $\vec{H}$. Va rezulta prin compunere vectorială cîmpul $\vec{\mathcal{H}}$.

Pentru simplificarea calculelor compunerea vectorilor va fi făcută succesiv pe fiecare dintre cercurile cu centrul în origine. În felul acesta,

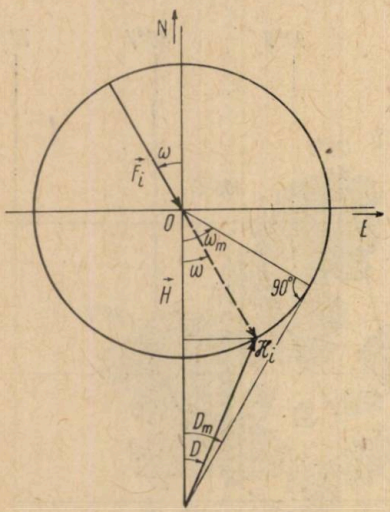


Fig. 5 *a* — Declinaţia în cazul unui cîmp uniform $\vec{H} > \vec{F}$.

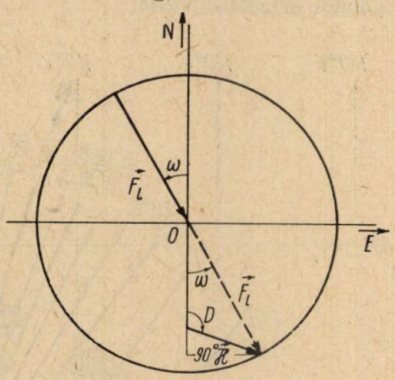


Fig. 5 *b* — Declinaţia în cazul unui cîmp uniform $\vec{H} < \vec{F}$.

deoarece pe cercul i[4] valoarea absolută a componentei $\vec{F}$ este constantă, iar vectorul $\vec{F}_i$ este în permanenţă îndreptat spre O, cîmpul rezultat va fi

$$\vec{\mathcal{H}}_i = \vec{F}_i + \vec{H}_i. \tag{13}$$

În figurile 5*a* şi 5*b* a fost aleasă ca rază a cercului valoarea $|\vec{F}|$; se vede imediat că locul geometric al tuturor punctelor pe care le poate

[4]) Numerotarea cercurilor utilizată în calculele noastre este făcută de la centru spre exterior ($i = 1, 2, 3, \ldots 7$).

ocupa extremitatea vectorului $\vec{\mathcal{H}}_i$, avînd originea comună cu originea vectorului $\vec{H}$, este tocmai cercul cu raza F_i. Din figură rezultă că valoarea declinației pe cercul i poate fi calculată folosind relația

$$\sin D_i = \frac{F_i \sin \omega}{\mathcal{H}_i}, \tag{14}$$

care, ținînd seama de faptul că

$$\mathcal{H}_i = \sqrt{H^2 + F_i^2 - 2HF_i \cos \omega}, \tag{15}$$

devine

$$\sin D_i = \frac{F_i \sin \omega}{\sqrt{H^2 + F_i^2 - 2HF_i \cos \omega}}. \tag{16}$$

Deoarece atît F_i, cît și H sînt constante, în relația

$$H = \alpha_i F_i \tag{17}$$

α_i este de asemenea constantă.

Cu ajutorul egalității (17), relația (16) devine, după simplificare,

$$\sin D_i = \frac{\sin \omega}{\sqrt{\alpha_i^2 + 1 - 2\alpha_i \cos \omega}}. \tag{18}$$

Din figura 5 *a* se vede că, atîta vreme cît $H \geqslant F_i$, valoarea maximă a declinației este atinsă atunci cînd vectorul rezultant $\vec{\mathcal{H}}_i$ devine tangent la cercul descris de $\vec{F}_i$. Deoarece în această situație

$$\sin D_{im} = \frac{F_i}{H}, \tag{19}$$

ținînd seamă de (17) rezultă că

$$\operatorname{cosec} D_{im} = \alpha_i. \tag{20}$$

Prin urmare, constanta de proporționalitate α_i are o semnificație fizică simplă; ea este cosecanta valorii maxime atinse de declinație pe cercul i.

În triunghiul dreptunghic realizat de cei trei vectori în momentul în care declinația atinge valoarea sa maximă, este valabilă relația

$$D_{im} + \omega_m = 90°. \tag{21}$$

Ținînd seamă de (20), rezultă

$$\sec \omega_m = \alpha_i, \tag{22}$$

relație ce permite calculul imediat al poziției maximului pe fiecare dintre cercurile izodinamelor F_i. Se vede că atunci cînd α_i crește foarte mult, poziția acestui maxim tinde către $\omega_m = 90°$ și anomalia în declinația provocată de polul unic tinde a se anula.

Pe măsură ce valoarea raportului α_i scade, poziţia maximului se modifică pentru a atinge şi a rămîne în poziţia $\omega_m = 0°$, atunci cînd α_i devine egal sau mai mic decît unitatea. Pe fiecare dintre planşe, poziţia maximului a fost marcată cu semnul plus în cazul declinaţiei estice şi cu semnul minus în cazul declinaţiei vestice.

Pentru a ne forma o idee clară atît asupra aspectului, cît şi asupra ordinului de mărime al anomaliilor în declinaţie provocate de un pol unic, vom cerceta cîteva cazuri reprezentative.

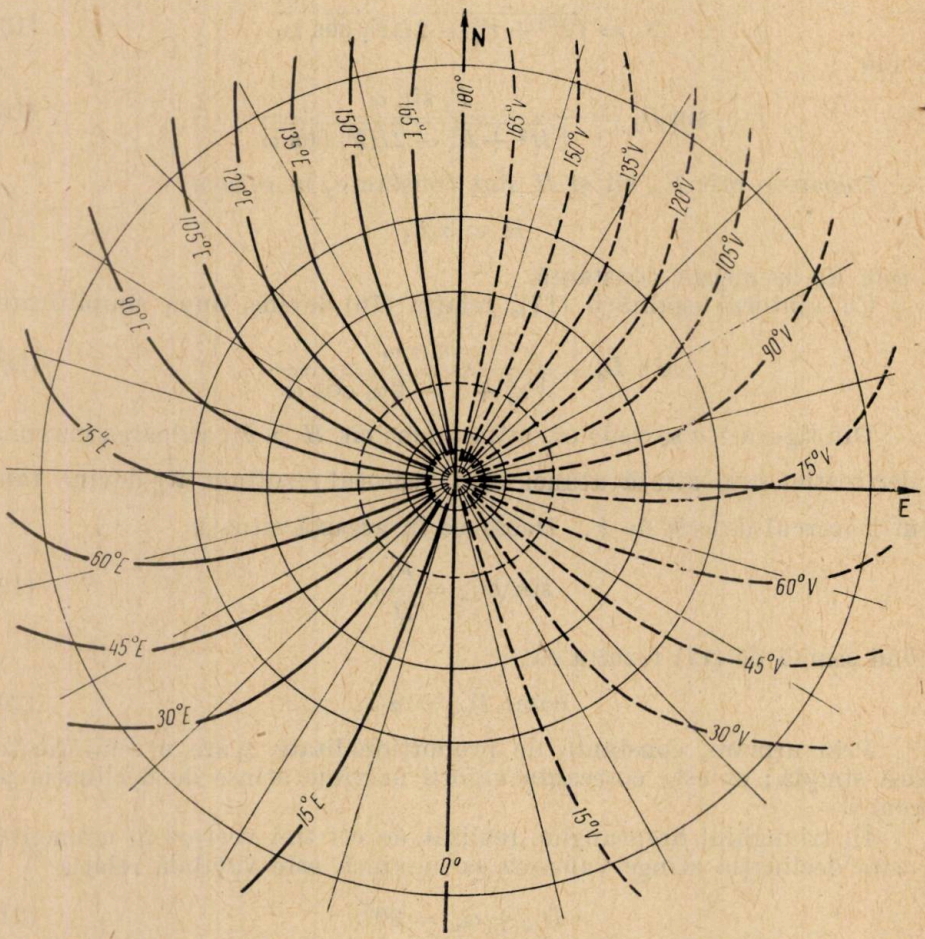


Fig. 6. — Izogone teoretice deasupra polului unic în cazul unui cîmp uniform $\vec{H}$ mai mic decît cîmpul anomal $\vec{F}_i$.

Cazul unui cîmp uniform $\vec{H}$ mai mic decît cîmpul anomal $\vec{F}_i$. În tabela 1 sînt date valorile α_i alese, unghiurile ω_{im} şi valorile D_{im}, iar în figura 6 este prezentată imaginea anomaliei calculate.

Tabela 1

Cercul numărul	α_i	ω_{im}	D_{im}
1 și 7	0,50	0	180°
2 și 6	0,25	0	180°
3 și 5	0,17	0	180°
4	0,13	0	180°

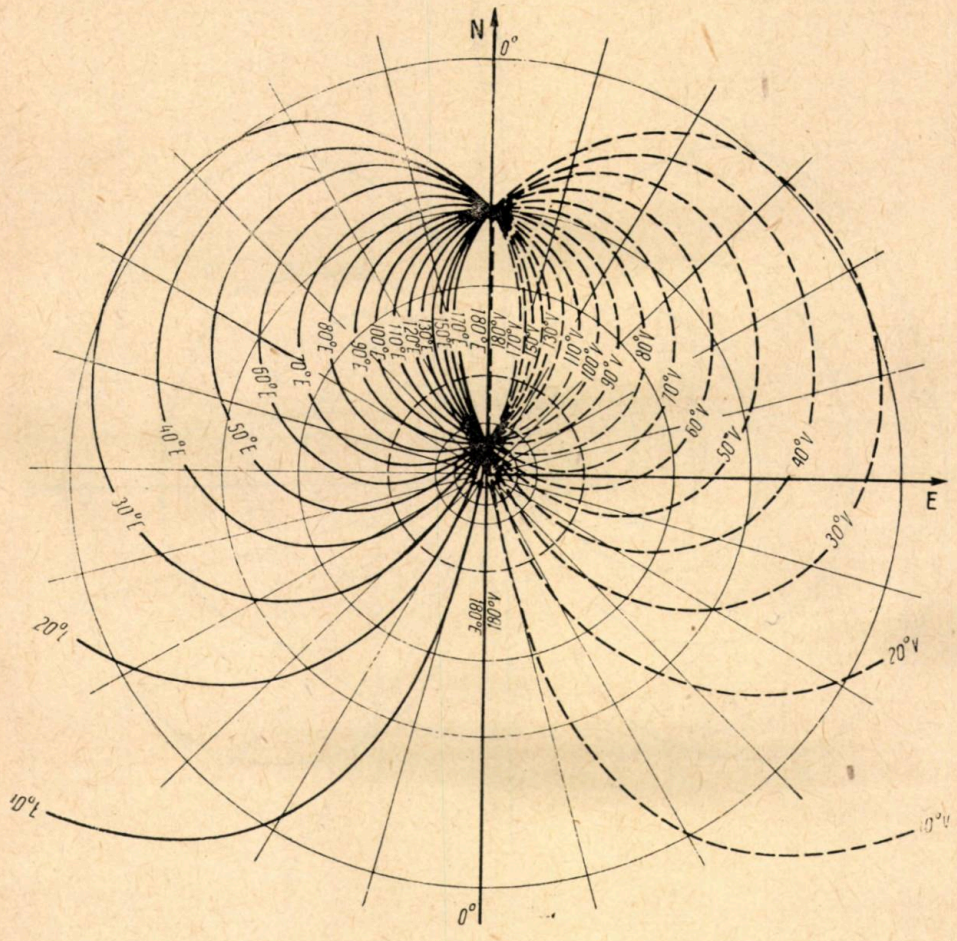


Fig. 7. — Izogone **teoretice** deasupra polului unic în cazul unui cîmp uniform $\vec{H}$ comparabil ca intensitate cu cîmpul anomal $\vec{F}_i$.

Cazul unui cîmp uniform $\vec{H}$ comparabil ca intensitate cu cîmpul anomal $\vec{F}_i$. În tabela 2 sînt date valorile α_i alese, unghiul ω_{im} și valoarea D_{im}, iar în figura 7 este dată imaginea anomaliei calculate.

Tabela 2

Cercul numărul	α_i	ω_{im}	D_{im}
1 și 7	2	60°00′	30°00′
2 și 6	1	00°	90°00′
3 și 5	0,66	0°	180°00′
4	0,52	0°	180°00′

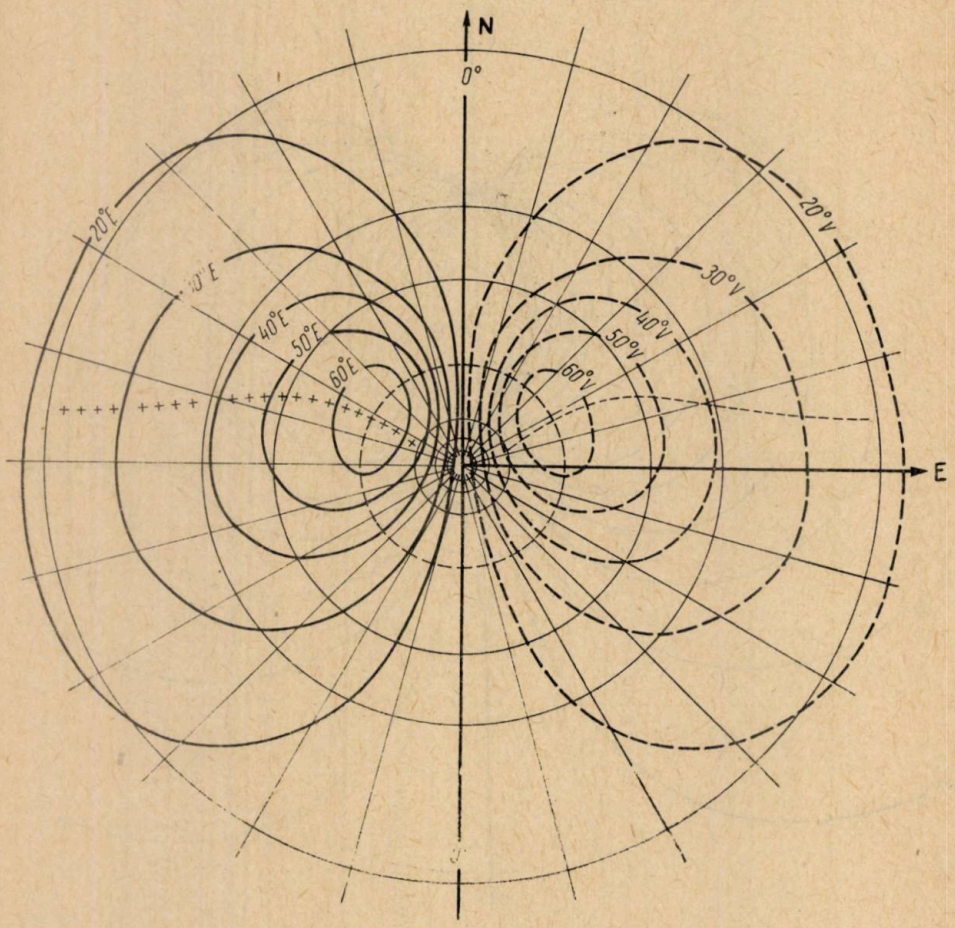


Fig. 8. — Izogone teoretice deasupra polului unic în cazul unui cîmp uniform $\vec{H}$ mai mare decît cîmpul anomal $\vec{F}_i$.

Cazul unui cîmp uniform $\vec{H}$ mai mare decît cîmpul anomal F_i. În tabela 3 sînt date valorile α_i alese, unghiurile ω_{im} și valorile D_{im}, iar figura 8 prezintă imaginea grafică a anomaliei calculate.

De remarcat că, o dată cu scăderea valorilor declinației, aspectul general al anomaliei se schimbă, poziția liniei maximului deplasîndu-se spre sud.

Tabela 3

Cercul numărul	α_i	ω_{im}	D_{im}
1 și 7	8	89°49′	7°11′
2 și 6	4	75°31′	14°29′
3 și 5	2,66	65°55′	22°05′
4	2,08	61°16′	28°44′

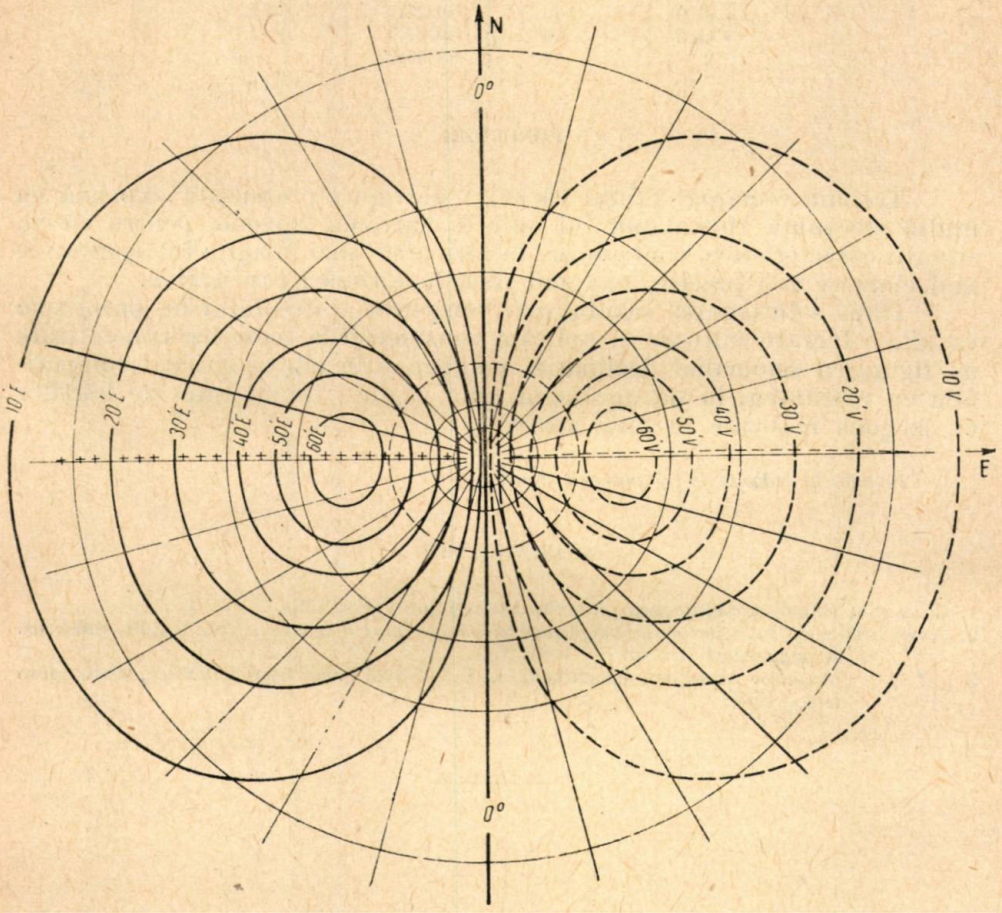


Fig. 9. — Izogone teoretice deasupra polului unic în cazul unui cîmp uniform $\vec{H}$ mult mai mare decît cîmpul anomal $\vec{F}_i$.

Cazul unui cîmp uniform $\vec{H}$ foarte mare în raport cu cîmpul anomal $\vec{F}_i$. Cazul acesta este cu mult cel mai important pentru țara noastră, unde

cele mai frecvente dintre anomaliile F_i reprezintă doar cîteva procente din componenta orizontală a cîmpului geomagnetic.

În tabela 4 sînt date valorile α_i alese, poziţia ω_m în care declinaţia atinge maximul şi valoarea acestui maxim (D_m); figura 9 prezintă imaginea grafică a anomaliei calculate.

Tabela 4

Cercul numărul	α_i	ω_i	D_{im}
1 şi 7	200	89°42,8′	0°17,2′
2 şi 6	100	89°25,7′	0°34,3′
3 şi 5	66	89°07,9′	0°52,1′
4	52	88°54,0′	1°06,0′

CONCLUZII

Trebuie remarcat faptul că suita de figuri prezentată exprimă cu multă elocvenţă efectul polului unic în harta cu izogone, pentru cîteva situaţii caracteristice, contribuind la formarea unei imagini interpretative mai clare şi mai precise, mergînd pînă la estimări cantitative.

După soluţionarea cazului mai complicat al dipolului ne propunem ca într-o lucrare viitoare să aplicăm consideraţiile teoretice concretizate de figurarea anomaliei declinaţiei magnetice în cîteva situaţii compatibile cu realitatea, la interpretarea unor regiuni interesante ale hărţilor cu izogone realizate în ţara noastră.

Primită la redacţie la 15 ianuarie 1967

BIBLIOGRAFIE

1. Chapman, Bartels, *Geomagnetism*. Oxford Clarendon Press, 1951.
2. Constantinescu L., *Curs de geomagnetism şi prospecţiuni magnetice*. Vol. 1 Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti, 1961.
3. * * * Magnetic variation, epoch 1965, o, U.S. Naval Oceanographic Office, Washington D.C., 1966.

DETERMINAREA UNOR DERIVATE ALE CÎMPURILOR POTENȚIALE PRIN METODA PROGRAMĂRII LINIARE

DE

M. IANĂȘ [1]) și D. ZORILESCU [2])

1. INTRODUCERE

Prezenta lucrare are scopul de a introduce un model matematic, prin utilizarea programării liniare, care să constituie o metodă simplă de prelucrare a cîmpurilor potențiale, rezolvabilă la calculatoarele electronice. Se prezintă o metodă de determinare a gradienților orizontali și a derivatei a doua a gravitației. Modelul matematic propus se poate aplica și datelor magnetice.

În stabilirea unor soluții geometrice, echivalente obiectelor geologice reale care produc anomaliile gravimetrice, un rol important îl au anomaliile locale ale gradientului orizontal. Acestea sînt măsurate cu ajutorul gradientometrelor sau calculate din valorile cîmpului gravitației (Thyssen-Bornemisza și Stackler 1962).

Materialul gravimetric primar reflectă, în general cauze diferite ca situare și extindere spațială. În particular, în el pot să apară efecte locale cumulate. Prin calcularea derivatei a doua a gravitației pot fi „rezolvate" efectele cumulate în elemente componente. Dubla derivare a gravitației în raport cu verticala scoate în evidență anomaliile mici, provocate de cauze superficiale, în dauna elementelor mari, de ordin regional.

În 1965, Pham Van Ngoc a prezentat o metodă de determinare a derivatei a doua a gravitației utilizînd relația

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = -\left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2}\right), \tag{1.1}$$

în care $\frac{\partial^2 g}{\partial x^2}$ și $\frac{\partial^2 g}{\partial y^2}$ se determină din dezvoltarea în serie a funcției

[1]) Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21.

[2]) Întreprinderea de prospecțiuni și laboratoare a Ministerului Minelor București, B-dul N. Titulescu nr. 85.

T. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 5, NR. 1, P. 133–145, BUCUREȘTI, 1967

$g(x, y)$, luînd în considerație termenii de ordinul întîi și doi. În final, autorul dă o metodă grafică de determinare a derivatelor $\frac{\partial^2 g}{\partial x^2}$ și $\frac{\partial^2 g}{\partial y^2}$.

Derivatele de ordinul întîi și doi după direcțiile x și y se determină, principial, din distribuția în plan a gravitației, prin dezvoltarea funcției $g(x, y)$ în serie Taylor, în jurul punctului (x_0, y_0) :

$$g(x,y) = g(x_0,y_0) + (x-x_0)\left.\frac{\partial g}{\partial x}\right|_{x_0,y_0} + (y-y_0)\left.\frac{\partial g}{\partial y}\right|_{x_0,y_0} + \\ + \frac{(x-x_0)^2}{2}\cdot\left.\frac{\partial^2 g}{\partial x^2}\right|_{x_0,y_0} + \frac{(y-y_0)^2}{2}\left.\frac{\partial^2 g}{\partial y^2}\right|_{x_0,y_0} + \\ + (x-x_0)(y-y_0)\left.\frac{\partial^2 g}{\partial x \partial y}\right|_{x_0,y_0} + R(x,y). \tag{1.2}$$

Se poate scrie un sistem de astfel de ecuații, ale căror soluții sînt derivatele gravitației. Punînd condiția ca resturile $R(x, y)$ să fie minime, problema prezentată mai sus se poate reduce la o problemă de programare liniară, pentru care există algoritme la calculatoarele electronice din țară.

2. FORMULAREA GENERALĂ A PROBLEMEI PROGRAMĂRII LINIARE

În problema de programare liniară (Ionescu et al. 1964, Gass, 1961) se cere extremul (maximul sau minimul) unei funcții liniare de n variabile de forma

$$f = C_1x_1 + C_2x_2 + \ldots + C_nx_n, \tag{2.1}$$

cu condiția ca variabilele să satisfacă un sistem de m restricții liniare (inecuații sau ecuații) de forma

$$\begin{aligned} a_{11}x_1 + a_{12}x_2 + \ldots + a_{1n}x_n &\gtreqless b_1, \\ a_{21}x_1 + a_{22}x_2 + \ldots + a_{2n}x_n &\gtreqless b_2, \\ \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots & \\ a_{m1}x_1 + a_{m2}x_2 + \ldots + a_{mn}x_n &\gtreqless b_m. \end{aligned} \tag{2.2}$$

Acest sistem de restricții rezultă din condițiile problemelor practice. Deoarece astfel de soluții se caută pentru probleme economice, iar algoritmele de rezolvare sînt determinate în acest sens, soluțiile trebuie să fie nenegative, adică

$$x_i \geqslant 0, \qquad i = 1, 2, \ldots, n. \tag{2.3}$$

Sub formă restrînsă, problema se scrie astfel : Să se determine extremul funcției

$$f(x) = \sum_{i=1}^{n} C_i x_i \tag{2.4}$$

pentru variabilele x_i $(i = 1, \ldots, n)$, care satisfac sistemul de restricții

$$\sum_{i=1}^{n} a_{ij}\, x_i \gtreqless b_j, \qquad j = 1, \ldots, m. \tag{2.5}$$

Folosind notațiile matriciale, problema se enunță astfel : Să se determine vectorul $\vec{X}$, de dimensiuni $(n \times 1)$, pentru care funcția

$$f = (C_1, C_2, \ldots, C_n) \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \vdots \\ x_n \end{pmatrix} = \vec{C}\ \vec{X} \tag{2.6}$$

este maximă sau minimă pe mulțimea soluțiilor nenegative ale sistemului

$$\underset{A_{m\times n}}{\begin{pmatrix} a_{11} a_{12} \ldots\ldots a_{1n} \\ a_{21} a_{22} \ldots\ldots a_{2n} \\ \ldots\ldots\ldots\ldots \\ a_{m1} a_{m2} \ldots\ldots a_{mn} \end{pmatrix}} \underset{X_{n\times 1}}{\begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \vdots \\ x_n \end{pmatrix}} \gtreqless \underset{B_{m\times 1}}{\begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \\ \vdots \\ b_m \end{pmatrix}} \tag{2.7}$$

sau echivalent $AX \gtreqless B$, unde A, X, B sînt, respectiv, matricele dreptunghiulare de dimensiuni $(n \times m)$, $(n \times 1)$, $(m \times 1)$, formate cu elementele a_{ij} $(i = 1, \ldots n\,;\, j = 1, \ldots m)$, $x_i\,(i = 1, \ldots n)$, b_j $(i = 1, \ldots, m)$.

3. INTERPRETAREA GEOMETRICĂ ȘI SOLUȚIA PROBLEMEI DE PROGRAMARE LINIARĂ

Ecuațiile de forma

$$a_{j1} x_1 + a_{j2} x_2 + \ldots + a_{jn} x_n = b_j \quad (j = 1, 2, \ldots, m) \tag{3.1}$$

reprezintă hiperplane în spațiul cu n-dimensiuni (Kagan, 1965). Fiecare hiperplan împarte spațiul în două semispații, punctele lor verificînd relațiile

$$\begin{aligned} a_{j1} x_1 + a_{j2} x_2 + \ldots\ldots + a_{jn} x_n &> b_j, \\ a_{j1} x_1 + a_{j2} x_2 + \ldots\ldots + a_{jn} x_n &< b_j. \end{aligned} \tag{3.2}$$

Dacă sistemul (2.2) este compatibil, aceste hiperplane delimitează un poliedru convex, poliedrul soluțiilor realizabile. Funcția f ia o valoare determinată pe fiecare din hiperplanele $f = \sum_{i=1}^{n} C_i\, x_i$. Vectorul $\vec{C}$ $(C_1, C_2, \ldots, C_n)$ este normal la aceste hiperplane și deci funcția f crește cînd hiperplanul $f = \sum_{i=1}^{n} C_i\, x_i$ se deplasează în direcția pozitivă a vectorului $\vec{C}$.

Dacă se consideră hiperplanul $f_m = \sum_{i=1}^{n} C_i\, x_i$ cel mai apropiat de originea sistemului de coordonate și care au puncte comune cu poliedrul soluțiilor realizabile, pot să existe următoarele trei situații:

a) Hiperplanul f_m conține un singur punct al poliedrului soluțiilor realizabile, punct constituind un vîrf al poliedrului în care funcția f va lua valoarea minimă. Soluția optimă va fi unică și va fi reprezentată de coordonatele acestui vîrf.

b) Hiperplanul f_m conține două vîrfuri V_k și V_l ale poliedrului și atunci va conține și muchia $V_k V_l$, și deci funcția f va fi minimă pentru toate punctele acestei muchii.

c) Hiperplanul f_m conține p vîrfuri $V_1, \ldots, V_p$ și deci fața poliedrului definită de aceste vîrfuri. Toate punctele acestei fețe vor minimiza funcția f.

La fel se poate spune că f va lua valoarea maximă pe hiperplanul $f_m = \sum_{i=1}^{n} C_i x_i$ cel mai depărtat de originea de coordonate care intersectează poliedrul soluțiilor realizabile. Și în acest caz se pot întîlni cele trei situații.

Au fost elaborate metode de rezolvare a problemei generale de programare liniară (metoda simplex) și numeroase metode pentru rezolvarea problemelor particulare (metoda distribuțiilor, metoda combinatorie, metoda Kantorovici etc.).

4. ELABORAREA MODELULUI MATEMATIC

Pentru realizarea modelului matematic s-a pornit de la ideea posibilității adaptării datelor măsurate, pe porțiuni mici de teren, la o suprafață descrisă de un polinom de gradul doi.

În aceste scop, o hartă (fig. 1) conținînd valorile cîmpului gravitațional sau magnetic se împarte în pătrate mici, astfel ca în fiecare pătrat cîmpul să fie aproximativ uniform.

Există o funcție a cîmpului bine definită $Q(x, y)$, care dă valorile respective în funcție de punct. $Q(x, y)$ și toate derivatele sale fiind continue, această funcție poate fi dezvoltată în serie Taylor în jurul oricărui punct.

Pătratele fiind alese suficient de mici, funcția $Q(x, y)$ poate fi aproximată prin termenii seriei pînă la gradul doi.

Se alege ca punct în jurul căruia se face dezvoltarea în serie Taylor mijlocul fiecărui pătrat notat (x_0^j, y_0^j) cu $j = 1, \ldots, m$.

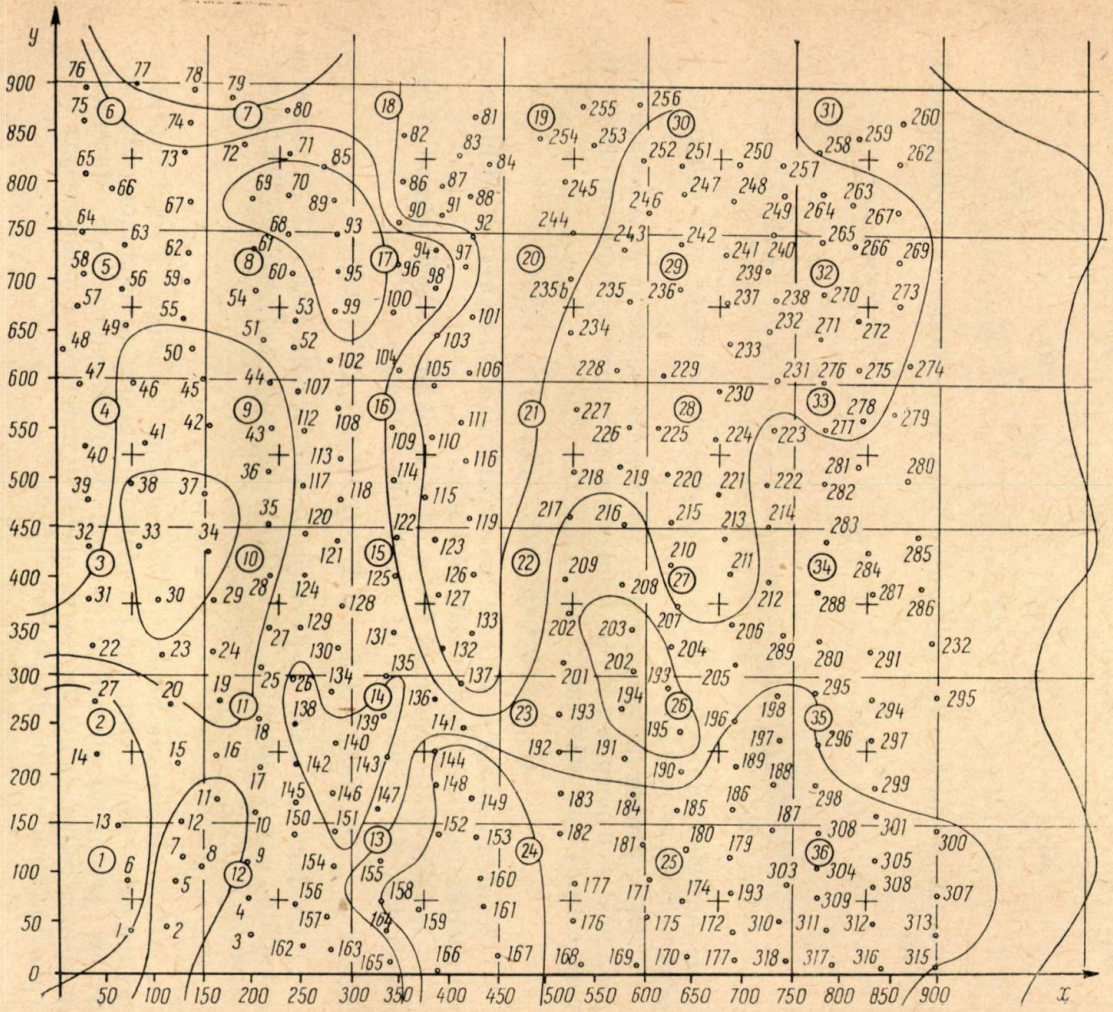
Dezvoltarea funcției $Q(x, y)$ se va scrie astfel:

$$Q(x, y) = Q(x_0^j, y_0^j) + (x - x_0^j) \left.\frac{\partial Q}{\partial x}\right|_{x_0^j,\, y_0^j} + (y - y_0^j) \left.\frac{\partial Q}{\partial y}\right|_{x_0^j,\, y_0^j} +$$

$$+ \frac{(x - x_0^j)^2}{2} \left.\frac{\partial^2 Q}{\partial x^2}\right|_{x_0^j,\, y_0^j} + \frac{(y - y_0^j)^2}{2} \left.\frac{\partial^2 Q}{\partial y^2}\right|_{x_0^j,\, y_0^j} +$$

$$+ (x - x_0^j)(y - y_0^j) \left.\frac{\partial^2 Q}{\partial x\, \partial y}\right|_{x_0^j,\, y_0^j} + R(x, y). \qquad (4.1)$$

Restul R cuprinzînd derivatele de ordin superior trebuie să fie foarte mic.



Împărțirea în pătrate a hărții gravimetrice.

Notînd cu (x_i^j, y_i^j), în care $i = 1, \ldots, n$, punctele din pătratul j, care prin alegerea suficient de mică a pătratelor se pot considera apropiate de centru, se scrie relaţia (4. 1) pentru aceste puncte.

Notînd

$$Q(x_i^j, y_i^j) = Q_i^j,\ Q(x_0^j, y_0^j) = Q^{0j},\ \left.\frac{\partial Q}{\partial x}\right|_{x_0^j,\ y_0^j} = Q_x^{0j},\ \left.\frac{\partial Q}{\partial y}\right|_{x_0^j,\ y_0^j} = Q_y^{0j},$$

$$\left.\frac{\partial^2 Q}{\partial x^2}\right|_{x_0^j,\ y_0^j} = Q_{xx}^{0j},\ \left.\frac{\partial^2 Q}{\partial y^2}\right|_{x_0^j,\ y_0^j} = Q_{yy}^{0j},\ \left.\frac{\partial^2 Q}{\partial x\,\partial y}\right|_{x_0^j,\ y_0^j} = Q_{xy}^{0j} \qquad (4.2)$$

şi în locul resturilor $R(x, y)$ punînd valorile reziduale Δ_i^j, relaţia (4.1) devine

$$Q_i^j = Q^{0j} + (x_i - x_0^j)\,Q_x^{0j} + (y_i - y_0^j)\,Q_y^{0j} + \frac{(x_i - x_0^j)^2}{2} Q_{xx}^{0j} +$$

$$+ \frac{(y_i - y_0^j)^2}{2} Q_{yy}^{0j} + (x_i - x_0^j)\,(y_i - y_0^j)\,Q_{xy}^{0j} + \Delta_i^j,\quad i = 1, \ldots, n, \qquad (4.3)$$

unde indicele 0 indică faptul că $Q(x, y)$ şi derivatele sale sînt calculate în centrul fiecărui pătrat j.

Deci, pentru fiecare pătrat se poate scrie un sistem de n ecuaţii liniare, cu $n + 6$ necunoscute (n fiind numărul punctelor dintr-un pătrat în care cîmpul este măsurat) :

$$Q^{0j}, Q_x^{0j}, Q_y^{0j}, Q_{xx}^{0j}, Q_{yy}^{0j}, Q_{xy}^{0j}, \Delta_i^j, \ldots, \Delta_n^j$$

Evident, există m sisteme de ecuaţii liniare, m reprezentînd numărul de pătrate în care a fost împărţită harta.

Relaţia (4.3) sugerează ideea de a aproxima valorile cîmpului prin valori date de un polinom de gradul doi de forma

$$Q^* = Q_0 + Q_1 X + Q_2 Y + Q_3 X^2 + Q_4 XY + Q_5 Y^2. \qquad (4.4)$$

Evident, Δ_i apar ca deviaţii ale valorii măsurate faţă de valoarea calculată cu (4. 4), unde $Q_0, \ldots, Q_5$ au expresiile coeficienţilor din dezvoltarea (4. 3), deci

$$\Delta_i = Q_i - Q_i^*. \qquad (4.5)$$

Prin urmare, se poate pune problema determinării unei suprafeţe pentru care valorile cîmpului calculate cu ajutorul unui polinom de gradul doi să aproximeze cît mai bine cîmpul de pe suprafaţa reală. Matematic, aceasta se reduce la determinarea acelei suprafeţe care minimizează suma valorilor absolute ale deviaţiilor, adică

$$\text{minim} \sum_{i=1}^{n} |\Delta_i| = \text{minim} \sum_{i=1}^{n} |Q_i - Q_i^*|. \qquad (4.6)$$

Se observă că şase puncte vor satisface ecuaţia (4. 4) şi deci suprafaţa va trece prin aceste puncte. Punctele alese vor fi acelea care minimizează suma deviaţiilor absolute, deci care satisfac relaţia (4.6).

În concluzie, s-a obținut următoarea problemă de programare liniară : Să se determine vectorul

$$(Q^{0j}, Q_x^{0j}, Q_y^{0j}, Q_{xx}^{0j}, Q_{yy}^{0j}, Q_{xy}^{0j}, \quad \Delta_1^j, \ldots, \Delta_n^j), \tag{4.7}$$

care satisface sistemul de ecuații liniare

$$Q_i^j = Q^{0j} + (x_i - x_0^j)\, Q_x^{0j} + (y_i - y_0^j)\, Q_y^{0j} + \frac{(x_i - x_0^j)^2}{2} Q_{xx}^{0j} +$$

$$+ \frac{(y_i - y_0^j)^2}{2} Q_{yy}^{0j} + (x_i - x_0^j)\,(y_i - y_0^j)\, Q_{xy}^{0j} + \Delta_i^j, \quad i = 1, \ldots, n \tag{4.8}$$

și care minimizează funcția liniară

$$z = \sum_i^n |\Delta_i| = \sum_{i=1}^n |Q_i - Q_i^*|. \tag{4.9}$$

În problemele de programare liniară, în cazul algoritmelor folosite, se impune condiția ca variabilele să fie nenegative. Această condiție se realizează ușor, dacă se scriu variabilele sub forma

$$\begin{aligned}
Q &= Q^+ - Q^-, & Q^+ &\geqslant 0, & Q^- &\geqslant 0,\\
Q_x &= Q_x^+ - Q_x^-, & Q_x^+ &\geqslant 0, & Q_x^- &\geqslant 0,\\
Q_y &= Q_y^+ - Q_y^-, & Q_y^+ &\geqslant 0, & Q_y^- &\geqslant 0,\\
Q_{xx} &= Q_{xx}^+ - Q_{xx}^-, & Q_{xx}^+ &\geqslant 0, & Q_{xx}^- &\geqslant 0,\\
Q_{yy} &= Q_{yy}^+ - Q_{yy}^-, & Q_{yy}^+ &\geqslant 0, & Q_{yy}^- &\geqslant 0,\\
Q_{xy} &= Q_{xy}^+ - Q_{xy}^-, & Q_{xy}^+ &\geqslant 0, & Q_{xy}^- &\geqslant 0,\\
\Delta_1 &= \Delta_1^+ - \Delta_1^-, & \Delta_1^+ &\geqslant 0, & \Delta_1^- &\geqslant 0,\\
&\vdots & &\vdots & &\vdots\\
\Delta_n &= \Delta_n^+ - \Delta_n^-, & \Delta_n^+ &\geqslant 0, & \Delta_n^- &\geqslant 0.
\end{aligned} \tag{4.10}$$

Acest lucru nu prezintă un impediment, deoarece tehnica folosită la rezolvarea problemelor de programare liniară este de așa natură, încît ambele părți, pozitivă și negativă, ale variabilelor nu sînt nenule în același timp, adică sau $Q^+ \neq 0^-$, $Q^- = 0$, sau $Q^+ = 0$, $Q^- \neq 0$, sau $Q^+ = Q^- = 0$.

Nu s-au mai scris indicii 0 și j din motive de simplificare a scrierii, subînțelegîndu-se că aceste variabile se referă la un anumit pătrat.

Făcînd înlocuirile corespunzătoare în (4.8) și 4.9), problema de programare liniară se enunță astfel :

Să se determine vectorul

$$\begin{aligned}
&(Q^+, Q^-, Q_x^+, Q_x^-, Q_y^+, Q_y^-, Q_{xx}^+, Q_{xx}^-, Q_{yy}^+,\\
&Q_{yy}^-, Q_{xy}^+, Q_{xy}^-, \Delta_1^+, \Delta_1^-, \ldots \Delta_n^+, \Delta_n^-)
\end{aligned} \tag{4.11}$$

cu $2n+12$ componente care satisface sistemul de ecuații liniare

$$Q_i = Q^+ - Q^- + (x_i - x_0)\,Q_x^+ - (x_i - x_0)\,Q_x^- + (y_i - y_0)\,Q_y^+ -$$

$$- (y_i - y_0)\,Q_y^- + \frac{(x_i - x_0)^2}{2} Q_{xx}^+ - \frac{(x_i - x_0)^2}{2} Q_{xx}^- + \frac{(y_i - y_0)^2}{2} Q_{yy}^+ -$$

$$- \frac{(y_i - y_0)^2}{2} Q_{yy}^- + (x_i - x_0)(y_i - y_0)\,Q_{xy}^+ - (x_i - x_0)(y_i - y_0)\,Q_{xy}^- +$$

$$+ \Delta_i^+ - \Delta_i^-, \quad i = 1, 2, \ldots, n, \tag{4.12}$$

și care minimizează funcția

$$z = \sum_{i=1}^{n} |\Delta_i|. \tag{4.13}$$

Există atîtea probleme de programare liniară de rezolvat cîte pătrate au fost obținute prin împărțirea corespunzătoare a hărții. Pentru fiecare pătrat se pot scrie datele problemei de programare liniară sub forma dată în tabela 1.

Tabela

Pătratul nr.

Nr. de ord. pe hartă	i	Q_i	Coeficienții						
			Q^+	Q^-	Q_x^+	Q_x^-	Q_y^+	Q_y^-	$Q_{xx}^{\pm}$
	1	Q_1	1	−1	$X_1 - X_0$	$-(X_1 - X_0)$	$Y_1 - Y_0$	$-(Y_1 - Y_0)$	$\frac{(X_1 - X_0)^2}{2}$
	2	Q_2	1	−1	$X_2 - X_0$	$-(X_2 - X_0)$	$Y_2 - Y_0$	$-(Y_2 - Y_0)$	$\frac{(X_2 - X_0)^2}{2}$
	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	n	Q_n	1	−1	$X_n - X_0$	$-(X_n - X_0)$	$Y_n - Y_0$	$-(Y_n - Y_0)$	$\frac{(X_n - X_0)^2}{2}$
		z	0	0	0	0	0	0	0

În tabelă există $N = n\,(2n + 12)$ coeficienți. Scrise sub această formă schematică, problemele de programare liniară se prezintă calculatoarelor electronice în scopul determinării soluției optime. Astfel de probleme pot fi rezolvate la centrele de calcul din țară. În alegerea numărului de date trebuie ținut cont de capacitatea mașinilor electronice de calcul.

5. SOLUȚIA PROBLEMEI DE PROGRAMARE LINIARĂ ÎN CAZUL DATELOR GRAVIMETRICE

În cazul prelucrării datelor gravimetrice se înlocuiește în modelul prezentat Q cu g. Se obține ca soluție a problemei programării liniare g_x, g_y, g_{xx}, g_{yy} și deviațiile Δ_i, cu care se calculează gradientul orizontal al gravitației

$$\Gamma = \sqrt{g_x^2 + g_y^2}, \tag{5.1}$$

$$\alpha = \operatorname{arc\,tg} \frac{g_x}{g_y} \tag{5.2}$$

și derivata a doua a gravitației

$$g_{zz} = -(g_{xx} + g_{yy}). \tag{5.3}$$

1

$X =$ $Y =$

necunoscutelor

Q_{xx}^-	Q_{yy}^+	Q_{yy}^-	Q_{xy}^+	Q_{xy}^-	Δ_1^+	Δ_1^-	Δ_2^+	Δ_2^-	....	Δ_n^+	Δ_n^-
$-\frac{(X_1-X_0)^2}{2}$	$\frac{(Y_1-Y_0)^2}{2}$	$-\frac{(Y_1-Y_0)^2}{2}$	$(X_1-X_0)\cdot(Y_1-Y_0)$	$-(X_1-X_0)\cdot(Y_1-Y_0)$	1	−1	0	0	....	0	0
$-\frac{(X_2-X_0)^2}{2}$	$\frac{(Y_2-Y_0)^2}{2}$	$-\frac{(Y_2-Y_0)^2}{2}$	$(X_2-X_0)\cdot(Y_2-Y_0)$	$-(X_2-X_0)\cdot(Y_2-Y_0)$	0	0	1	−1	....	0	0
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
$-\frac{(X_n-X_0)^2}{2}$	$\frac{(Y_n-Y_0)^2}{2}$	$-\frac{(Y_n-Y_0)^2}{2}$	$(X_n-X_0)\cdot(Y_n-Y_0)$	$-(X_n-X_0)\cdot(Y_n-Y_0)$	0	0	0	0	....	1	−1
0	0	0	0	2	1	1	1	1	....	1	1

Deviațiile Δ_i determină precizia aproximărilor făcute. Ele pot fi folosite și pentru „filtrarea" hărții (Dougherty și Smith, 1966), adică pentru detectarea datelor eronate.

Pentru fiecare pătrat cercetat se poate scrie o valoare a deviației medii reprezentate de media aritmetică a deviațiilor absolute :

$$\theta = \frac{\sum_{i}^{n} |\Delta_i|}{n}. \tag{5.4}$$

Luînd în considerare întreaga hartă, suma se va extinde la toate punctele hărții

$$\theta = \frac{\sum_{i=1}^{N} |\Delta_i|}{N}. \tag{5.5}$$

Deviația medie dă o informație prețioasă asupra preciziei aproximărilor făcute. Cu cît deviația este mai mare, cu atît precizia este mai mică și reciproc.

Teoria probabilităților se pronunță în favoarea folosirii abaterii medii pătratice pentru caracterizarea preciziei :

$$S(\Delta_i) = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i}^{N} \Delta_i^2}{N}} \tag{5.6}$$

Dacă suprafața condiționată de (4.6) aproximează cît mai bine suprafața reală, atunci deviațiile Δ_i trebuie să aparțină unui interval de toleranță. Limitele acestui interval se pot determina prin calcul.

În teoria probabilităților, în cazul erorilor de măsură, se arată că, cu o probabilitate egală cu 0,9973 (numită prag de siguranță), este de așteptat ca o eroare să fie mai mare decît triplul erorii medii pătratice.

Deci se poate considera că triplul erorii medii pătratice va constitui o eroare limită superioară :

$$\Delta_{\text{lim}} = 3S \tag{5.7}$$

și atunci există intervalul de toleranță

$$T = (-3S, +3S). \tag{5.8}$$

Deviațiile care nu aparțin acestui interval de toleranță se pot considera ca aparținînd unor valori ale cîmpului afectate de erori. Cîmpul „filtrat" este cel dat pentru fiecare pătrat din hartă, după eliminarea valorilor eronate. Scara de reprezentare a hărții se poate alege în funcție de intervalul de toleranță admis.

6. REZULTATE PRACTICE

Metodica descrisă a fost aplicată în cazul unei porțiuni dintr-o hartă gravimetrică (fig. 1), care a fost împărțită în 36 de pătrate de latură egală cu trei cm (echivalent în scara de reprezentare cu 150 m). Pătratele sînt numerotate de la 1 la 36. De asemenea sînt numerotate punctele hărții în care au fost executate măsurătorile de teren.

Pentru fiecare pătrat a fost formată o problemă de programare liniară, prezentată schematic în tabela 1.

Soluțiile optime, determinate cu ajutorul calculatorului electroni pentru cîteva pătrate, sînt prezentate în tabelele 2 și 3, unitățile de măsură fiind mgal pentru g, mgal/m pentru g_x, și g_y și mgal/m^2 pentru g_{xx} și g_{yy}.

Pe baza derivatelor orizontale de ordinul întîi și doi s-au determinat pentru pătratele 1, 3 și 4 :

$$\text{gradienții orizontali } \Gamma = \sqrt{g_x^2 + g_y^2} \tag{6.1}$$

$$\Gamma_1 = 0{,}08637, \quad \Gamma_3 = 0{,}005223, \quad \Gamma_4 = 0{,}01278$$

sau, în unități Eötvös,

$$\Gamma_1 = 863{,}7 \quad \Gamma_3 = 52{,}23, \quad \Gamma_4 = 127{,}8.$$

și derivatele de ordinul doi verticale

$$g_{zz} = -(g_{xx} + g_{yy}) \tag{6.2}$$

$$g_{zz}^{(1)} = 0{,}0020403, \; g_{zz}^{(3)} = 0{,}0015143, \; g_{zz}^{(4)} = 0{,}00034479$$

sau în 10^{-14} u. C. G. S.

$$g_{zz}^{(1)} = 2040{,}3 \quad g_{zz}^{(3)} = 1514{,}3 \quad g_{zz}^{(4)} = 344{,}79.$$

Tabela 2

Soluția optimă a derivatelor

Pătratul 1 $x = 75$ $y = 75$	Pătratul 3 $x = 75$ $y = 375$	Pătratul 4 $x = 75$ $y = 525$
$g^+ = 38{,}91111$	40,88076	39,9695
$g^- = 0$	0	0
$g = 38{,}91111$	40,88076	39,9695
$g_x^+ = 0{,}0853202$	0	0,0049354
$g_x^- = 0$	0,00425136	0
$g_x = 0{,}0853202$	−0,00425136	0,0049354
$g_y^+ = 0$	0,0030355	0
$g_y^- = 0{,}0135035$	0	0,011134
$g_y = -0{,}0135035$	0,0030355	−0,011134
$g_{xx}^+ = 0$	0	0
$g_{xx}^- = 0{,}00198119$	0,00137176	0,00034807
$g_{xx} = -0{,}00198119$	−0,00137176	−0,00034807
$g_{yy}^+ = 0$	0	0
$g_{yy}^- = 0{,}000059125$	0,00014254	0,00009672
$g_{yy} = -0{,}000059125$	−0,00014254	−0,00009672
$g_{xy}^+ = 0{,}000278411$	0,0000736	0
$g_{xy}^- = 0$	0	0,00015707
$g_{xy} = 0{,}000278411$	0,0000736	−0,000015707

Tabela 3

Soluţia optimă a valorilor deviaţiilor

Pătratul 1 $x = 75$ $y = 75$	Pătratul 3 $x = 75$ $y = 375$
$\Delta_1^+ = 0$ $\Delta_1^- = 4{,}5.10^{-6}$ $\Delta_1 = -4{,}5.10^{-6}$	0 $7{,}5.10^{-6}$ $-7{,}5.10^{-6}$
$\Delta_2^+ = 0$ $\Delta_2^- = 5.10^{-6}$ $\Delta_2 = -5.10^{-6}$	$1{,}52.10^{-2}$ 0 $1{,}52.10^{-2}$
$\Delta_3^+ = 0$ $\Delta_3^- = 10{,}7.10^{-6}$ $\Delta_3 = -10{,}7.10^{-6}$	0 $2{,}76.10^{-2}$ $-2{,}76.10^{-2}$
$\Delta_4^+ = 0$ $\Delta_4^- = 10^{-5}$ $\Delta_4 = -10^{-5}$	0 0 0
$\Delta_5^+ = 0$ $\Delta_5^- = 10^{-5}$ $\Delta_5 = -10^{-5}$	$1{,}2.10^{-6}$ 0 $1{,}2.10^{-6}$
$\Delta_6^+ = 8{,}38.10^{-3}$ $\Delta_6^- = 0$ $\Delta_6 = 8{,}38.10^{-3}$	10^{-5} 0 10^{-5}

Observînd mulţimea deviaţiilor Δ_i, foarte mici ca valoare absolută, se poate considera că s-a obţinut o aproximare bună a valorilor măsurate cu valorile obţinute prin calcul cu ajutorul unui polinom de gradul doi de forma

$$g = 38{,}991111 + 0{,}08532\,(x - x_0) - 0{,}0135035\,(y - y_0) - \\ - 0{,}000990595\,(x - x_0)^2 - 0{,}0000295625\,(y - y_0)^2 + 0{,}000278411\,(x - \\ - x_0)\,(y - y_0) \qquad (6.3)$$

pentru pătratul 1 şi

$$g = 40{,}88076 - 0{,}00425136\,(x - x_0) + 0{,}0030355\,(y - y_0) - \\ - 0{,}00068588\,(x - x_0)^2 - 0{,}0000712709\,(y - y_0)^2 + 0{,}0000736\,(x - \\ - x_0)\,(y - y_0) \qquad (6.4)$$

pentru pătratul 3.

Pentru verificare se aplică, de exemplu, formula (6.3) în punctul $i=1$ al pătratului 1 ($x_1 = 70$, $y_1 = 50$) și se obține valoarea calculată $g_1 = 38{,}90$, foarte apropiată de valoarea măsurată 38,88.

Aproximările destul de bune sînt datorate faptului că au fost luate în considerare pătrate de suprafețe suficient de mici. Prin urmare, suprafața condiționată de relația (4.6) aproximează foarte bine suprafața reală.

S-au calculat și mediile deviațiilor absolute :

$$\theta_1 = 1{,}4 \times 10^{-3}, \qquad \theta_3 = 7{,}13 \times 10^{-3}, \tag{6.5}$$

care, fiind destul de mici, denotă o precizie mare a aproximărilor făcute. Intervalele de toleranță folosite pentru depistarea valorilor eronate vor fi

$$\begin{aligned} T_1 &= (-4{,}2 \times 10^{-3},\ 4{,}2 \times 10^{-3}), \\ T_3 &= (-2{,}1 \times 10^{-3},\ 2{,}1 \times 10^{-3}). \end{aligned} \tag{6.6}$$

CONCLUZII

Programarea liniară se poate folosi pentru determinarea rapidă a derivatelor orizontale și de ordinul doi ale gravitației.

Modelul matematic propus se poate utiliza și la prelucrarea datelor magnetice.

Nu s-au făcut interpretări geologice ale derivatelor gravitației obținute din harta din figură pentru că datele obținute pînă în prezent sînt insuficiente, lucrarea prezentă propunîndu-și numai indicarea modelului matematic.

Primită la redacție la 4 ianuarie 1967

BIBLIOGRAFIE

1. Dougherty E. L., S. T. Smith, *The use of linear programming to filter digitized map data.* Geophysics, **XXXI**, *1* (1966).
2. Гасс С., *Линейное программирование*, Москва, 1961.
3. Ionescu H., P. Mirescu, I. Nădejde, *Programarea liniară*, București, 1964.
4. Kagan B. M., T. M. Ter-Mikaelian, Rezolvarea problemelor inginerești cu calculatoare numerice. Edit. tehnică, București, 1965.
5. Pham Van Ngoc, *Méthode de calcul de la dérivée seconde verticale du champ gravifique ou du champ magnetique utilisant l'intervalle des isogammes.* Geophysical Prospecting, **XIII**, *4* (1965).
6. Thyssen-Bornemisza S., W. F. Stackler, *The average horizontal gravity gradient.* Geophysics, **XXVII**, *5* (1962).

CUPLURI DE ANOMALII GRAVIMETRICE-MAGNETICE DESCHISE PE LITORALUL ROMÂNESC AL MĂRII NEGRE

DE

ȘTEFAN AIRINEI

Institutul de geofizică aplicată, București, Șos. Kiseleff 55

INTRODUCERE

Elementele structurale majore ale fundamentului dobrogean, definite geofizic prin anomaliile magnetice regionale caracterizate fizico-morfologic, prin cordoanele de gradient orizontal activ și prin anomaliile gravimetrice și magnetice de maxim și de minim, au tendința de a se prelungi în substratul platformei continentale a Mării Negre, la est de litoralul românesc. Justificarea acestei prelungiri este susținută mai ales de existența cuplurilor de anomalii gravimetrice și magnetice rămase deschise pe zona de litoral și de strînsa lor corelare cu dislocațiile crustale, care, în mod evident, nu se opresc la linia de țărm, cu atît mai mult cu cît linia de țărm se află și în prezent în migrare spre vest, datorită scufundării lente a teritoriului dobrogean.

Cuplurile de anomalii discutate în cadrul ansamblului structural al fundamentului Dobrogii — fiecare cuplu fiind constituit dintr-un maxim gravimetric și un maxim magnetic, nelegate genetic — sînt situate în Delta Dunării, în regiunea Lacului Sinoe și la nord de orașul Constanța.

Raportat la structura generală a bazinului euxinic, teritoriul dobrogean — constituit din fundamente sudate și cratonizate succesiv de la SV spre NE, între Platforma Moezică și Platforma Rusă — apare, împreună cu blocul moezic, în prelungire pe sub Marea Neagră între lanțul crimeo-caucazian și lanțurile pontice ale Asiei Minore. În acest cadru general, unitățile structurale majore ale Dobrogii capătă un sens director de dezvoltare pe platforma continentală a Mării Negre, sens director ce se impune a fi cercetat prin măsurători geofizice marine.

---

[1]) Lucrare prezentată la cel de-al IV-lea Simpozion de prospecțiuni geofizice și fizica scoarței globului în Republica Socialistă România, din 5—8 iulie 1966, București; de asemenea, comunicată la cel de-al XX-lea Congres Internațional al Comisiei Internaționale pentru explorarea științifică a Mării Mediterane (C.I.E.S.M.M.), București-Constanța, 17—22 octombrie, 1966.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 5, NR. 1, P. 147—154, BUCUREȘTI, 1967

Lucrările geofizice din Dobrogea arată că elementele structurale majore definite pe teritoriul dobrogean depăşesc spre est linia de ţărm a Mării Negre, continuîndu-se pe platforma continentală. Pînă în prezent, raporturile dintre uscat şi platforma continentală, în ceea ce priveşte substratul lor geologic, au fost analizate geofizic numai pentru segmentul de litoral din faţa Deltei Dunării (Şt. Airinei şi A. Pricăjan, 1965).

Distribuţia structurilor dobrogene pe platforma continentală, cunoaşterea viitoare a configuraţiei lor pe întreaga sa extindere în raport cu ţărmul românesc al Mării Negre, prin măsurători geofizice marine, stabilirea unor reliefuri care au putut fi pînă nu de mult insule sau paleoţărmuri vor sprijini, probabil, atît studiile de sedimentologie marină, cît şi acelea care îmbrăţişează toate problemele complexe ale geologiei submarine.

Raportîndu-se la faza actuală de cunoaştere geofizică a teritoriului de care ne ocupăm, vom prezenta, în cele ce urmează, elementele geologice care decurg din interpretarea primelor şi tendinţele lor de extindere pe platforma continentală.

ELEMENTE GEOFIZICE MAJORE ŞI SEMNIFICAŢIA LOR GEOLOGICĂ

Hărţile magnetice şi gravimetrice ale Dobrogii (Şt. Airinei, 1958; Şt. Airinei, 1966; R. Botezatu şi T. Băcioiu, 1957; R. Botezatu, T. Băcioiu şi J. Andrei, 1961) pun la dispoziţie următoarele elemente geofizice majore: anomalii magnetice regionale definite prin caracteristicele lor fizico-morfologice, cordoane gravimetrice de gradient orizontal activ, anomalii gravimetrice şi magnetice de maxim şi de minim. Aceste categorii de elemente fundamentează geofizic schema structurii geologice profunde a teritoriului României (I. Gavăt, Şt. Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu şi S. Stoenescu, 1965).

Figura 1 ilustrează schematic toate elementele geofizice care fac obiect de discuţie şi conduc la concluziile lucrării:

a) Anomaliile magnetice regionale, definite prin caracteristicele lor fizico-morfologice, reflectă variaţii petrografice distincte în substratul dobrogean, cu prelungiri în Moldova de sud şi în estul Cîmpiei Române (Şt. Airinei, 1958). Ele au servit la separarea mai multor fundamente sudate succesiv la Platforma Moezică şi care aparţin la trei cicluri tectonice dezvoltate progresiv de la sud spre nord: domeniul baikalian, domeniul şisturilor verzi şi domeniul hercinic-chimeric vechi. Limitele lor sînt definite prin liniile magnetice L_1—L_3 (I. Gavăt, Şt. Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu, S. Stoenescu şi I. Vencov, 1965).

b) Cordoanele gravimetrice de gradient orizontal activ corespund la plane rupturale crustale. După extinderea lor, au fost grupate şi discutate, în prima tentativă de generalizare pentru întreg teritoriul ţării, în trei categorii (I. Gavăt, Şt. Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu, S. Stoenescu, I. Vencov, 1965).

Liniile G_1 (Eforie — Raşova), G_2 (Capidava — Canara) şi G_3 (Pecineaga — Camena) sînt fracturi crustale de ordinul I. Ele corespund sau sînt în vecinătatea liniilor magnetice L_1 — L_3 şi împart substratul dobrogean în patru compartimente de ordinul I, care — raportate la blocul proterozoic cel mai ridicat în prezent, situat între G_1 şi G_3 — cad în trepte

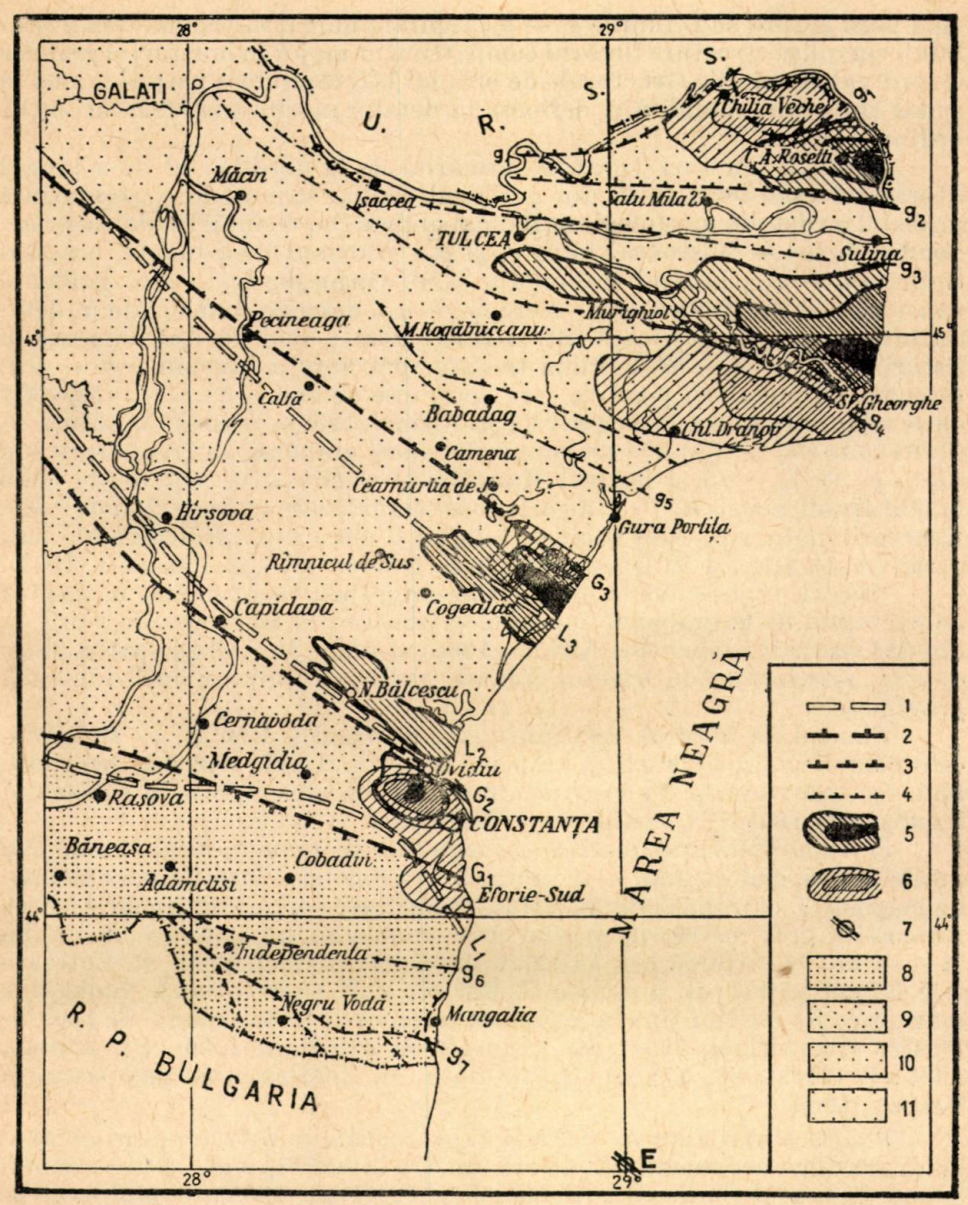


Fig. 1. — Schema structurii geologice profunde a Dobrogii și cuplurile de anomalii gravimetrice-magnetice rămase deschise pe țărmul românesc al Mării Negre (parțial după I. Gavăt și colab. 1965) : *1* — limite magnetice ($L_1 - L_3$) ; *2* — linii gravimetrice de ordinul I ($G_1 - G_3$) ; *3* — linii gravimetrice de ordinul II ($g_1 - g_7$) ; *4* — linii gravimetrice de ordinul III ; *5* — anomalii gravimetrice de maxim ; *6* — anomalii magnetice de maxim ; *7* — focare seismice ; *8* — fundament arhaic, definit geofizic ; *9* — fundament baikalian, definit geofizic ; *10* — fundamentul șisturilor verzi ; *11* — fundamentul hercinic.

spre nord şi spre sud. Liniile $g_1 - g_7$, figurate numai în vecinătatea litoralului, complică structura fiecărui compartiment major în horsturi şi grabene de ordinul II. Liniile structurale de ordinul III, reproduse parţial numai în sudul Dobrogii, complică şi definesc în detaliu morfologia structurilor de ordinul III.

Suita de horsturi şi grabene urmărită de la nord la sud de-a lungul litoralului este constituită din grabenul Chilia, la nord de g_1 (reprezintă probabil un detaliu morfologic pe flancul sudic al Depresiunii Predobrogene); horstul Letea — Sfîştovca, între g_1 şi g_2; grabenul de-a lungul braţului Sulina ($g_2 - g_3$); horstul Mahmudia — Sf. Gheorghe ($g_3 - g_4$); grabenul zonei triasice din Dobrogea de Nord ($g_4 - g_5$), descrise şi analizate în detaliu într-o lucrare anterioară (Şt. Airinei, 1966); apoi horstul domeniului şisturilor verzi ($G_3 - G_2$), prima treaptă spre nord a fundamentului proterozoic, cu ondulaţii pozitive spre marginile de sud şi de nord, respectiv cu o ondulaţie centrală negativă (Şt. Airinei, 1958); horstul Constanţa — Cernavoda ($G_2 - G_1$); o succesiune de două grabene, în trepte spre sud ($G_1 - g_6$ şi $g_6 - g_7$) şi horstul Mangalia — Călăraşi, la sud de g_7, de-a lungul frontierei cu R. P. Bulgaria, corespunzătoare extremităţii de NE a structurii majore pe care geologii bulgari o denumesc „ridicarea NE bulgară" (A. Bancev şi H. Dacev, 1962; D. Dovrev şi S. S. Piscialov, 1963).

Uneori, trecerea de la un horst la un graben vecin se face în trepte: de exemplu, de la grabenul depozitelor triasice din Dobrogea de Nord la horstul şisturilor verzi (Şt. Airinei, 1966) şi unde, în acelaşi spaţiu, între g_5 şi G_3 este instalat şi bazinul cretacic al Babadagului, neindividualizat gravimetric.

Flancul de nord al horstului, axat pe frontiera cu R. P. Bulgaria, este complicat în horsturi şi grabene de ordinul III, separate prin falii oblice şi transversale. Pe centrul unui astfel de bloc ridicat în substratul imediat, orientat N-S, se află oraşul Mangalia.

c) Anomaliile gravimetrice şi magnetice de maxim, deşi, în cele mai multe cazuri, sînt cuplate — o anomalie gravimetrică însoţită de o anomalie magnetică suprapusă sau în strînsă vecinătate —, nu sînt legate genetic. Anomaliile gravimetrice de maxim corespund la horsturi, iar cele de minim la grabene (Şt. Airinei şi A. Pricăjan, 1965; Şt. Airinei, 1966; R. Botezatu şi T. Băcioiu, 1957; R. Botezatu, T. Băcioiu şi J. Andrei, 1961). Anomaliile magnetice de maxim sînt interpretate ca efect al unor volume de roci intrusive (Şt. Airinei, 1958; Şt. Airinei şi A. Pricăjan, 1965; Şt. Airinei, 1966; I. Găvat, Şt. Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu, S. Stoenescu, I. Vencov, 1965).

Pe litoralul românesc al Mării Negre se cunosc patru cupluri de anomalii gravimetrice-magnetice de maxim. De la nord la sud ele sînt: cuplul la sud de braţul Chilia (Şt. Airinei şi A. Pricăjan, 1965); cuplul axat pe braţul Sf. Gheorghe (Şt. Airinei, 1966); cuplul Sinoe-Grindul Chituc (Şt. Airinei şi M. Suceava, 1964) şi cuplul Palazu Mare (Şt. Airinei, 1958; R. Botezatu şi T. Băcioiu, 1957). Ultimul cuplu a făcut obiectul unor ample cercetări geofizice şi de explorări geologice (S. Ştefănescu, Şt. Airinei, R. Botezatu, F. Ionescu, D. Popovici, S. Stoenescu, 1961).

Anomaliile magnetice de maxim, respectiv masele geologice care le generează, sînt situate, în toate cazurile, în imediata vecinătate a unei dislocaţii crustale şi sistematic pe compartimentul coborît din faţă. Rapor-

tul dintre intruziune și dislocație este evident. Astfel, în primul cuplu, anomalia magnetică de maxim este axată pe linia g_1, iar masa perturbantă imediat în nordul ei; în cuplul al doilea, masa perturbantă se află la sud de brațul Sf. Gheorghe (g_4); în cuplul al treilea, chiar pe prelungirea spre SE a liniei Pecineaga — Camena (G_3) și, în fine, în cuplul al patrulea, la sud de linia Capidava — Canara (G_2).

TENDINȚA DE EXTINDERE A STRUCTURILOR GEOLOGICE DOBROGENE PE PLATFORMA CONTINENTALĂ

Orientarea generală a structurilor majore ale teritoriului dobrogean este SE — NV, cu excepția părții de NE, în Delta Dunării, unde acesta se modifică progresiv pînă la orientări V—E. Dislocațiile majore G_1—G_3 definite geofizic (Șt. Airinei, 1958; R. Botezatu și T. Băcioiu, 1957; I. Gavăt, Șt. Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu, S. Stoenescu, I. Vencov, 1965; V. Vîjdea, E. Vîjdea și D. Zugrăvescu, 1965), parțial verificate geologic și, ca atare, trecute în harta tectonică a țării (I. Dumitrescu, M. Săndulescu, V. Lăzărescu, O. Mirăuță, S. Pauliuc, C. Georgescu, 1962), reflectă direcțiile directoare ale structogenezelor care au evoluat pe teritoriul dobrogean. De la structogeneză la structogeneză, tabloul direcțiilor elementelor structurale pentru depozitele din cuvertura corespunzătoare prezintă orientări ce se intersectează pînă la ortogonalitate cu direcțiile majore directoare. Astfel, șisturile verzi prezintă cute de la direcții NV—SE, în partea de nord, la direcții V—E sau chiar NE—SV în partea mediană și sudică (O. Mirăuță, 1964; O. Mirăuță, 1965); în bazinul cretacic al Babadagului, cutele sînt parțial oblice (O. Mirăuță și E. Mirăuță, 1964); depozitele fosei geosinclinale ale Dobrogii de Nord au orientări diferite după vîrsta cutării hercinice (NV—SE la V—E) și chimerice vechi (NV—SE la N—S) (O. Mirăuță și E. Mirăuță, 1965; V. Mutihac, 1964).

Structurile majore din Dobrogea de Nord și Dobrogea Centrală, după datele geologice, se ridică progresiv spre litoralul Mării Negre (V. Ianovici, D. Giușcă, V. Mutihac, O. Mirăuță, M. Chiriac, 1961; O. Mirăuță, 1964; V. Mutihac, 1964). Aceeași situație este reflectată și de anomaliile gravimetrice de maxim; intensitatea lor crește progresiv spre litoral, sugerînd apropierea de suprafață a maselor dense din substrat. Cum cuplurile de anomalii gravimetrice și magnetice rămîn deschise spre Marea Neagră, se înțelege că masele perturbante se continuă pe aceleași direcții în substratul platformei continentale, încadrate în prelungirea acelorași linii ruptural crustale. Un martor geofizic al acestor prelungiri îl constituie focarul seismic crustal de pe platforma continentală, din dreptul localității Șabla (D. Enescu, 1963). El este situat în prelungirea liniei g_7. Elementele planului de falie ale acestui focar — poziția flancurilor și orientarea lor — coincid cu orientarea și poziția flancurilor liniei g_7, în vecinătatea căreia, la Mangalia, sînt semnalate și alte epicentre locale (I. Atanasiu, 1961).

Teritoriul dobrogean privit la scară regională este o prelungire spre NE a Platformei Moezice. Soclul Platformei Moezice, constituit probabil din formațiuni proterozoice, este circumscris de lanțuri muntoase (fig.2). Limitele soclului moesic sînt trasate după date geofizice (I. Gavăt, Șt.Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu, S. Stoenescu, I. Vencov, 1965; I. Petkov și S. Rijikova, 1964; I. Petkov, 1961). Sporită în suprafață prin adaosul

succesiv al structogenezelor cratonizate și detașată de cratonul podolo-rus prin „lanțul sarmatidelor" (în sensul lui H. Stille) (G. Murgeanu și D. Patrulius, 1963), Platforma Moezică a devenit mai mobilă, caracter pe care îl manifestă și în prezent prin scufundarea lentă a țărmului românesc (R. Ciocîrdei și E. Protopopescu-Pache, 1955; E. Liteanu și A. Pricăjan,

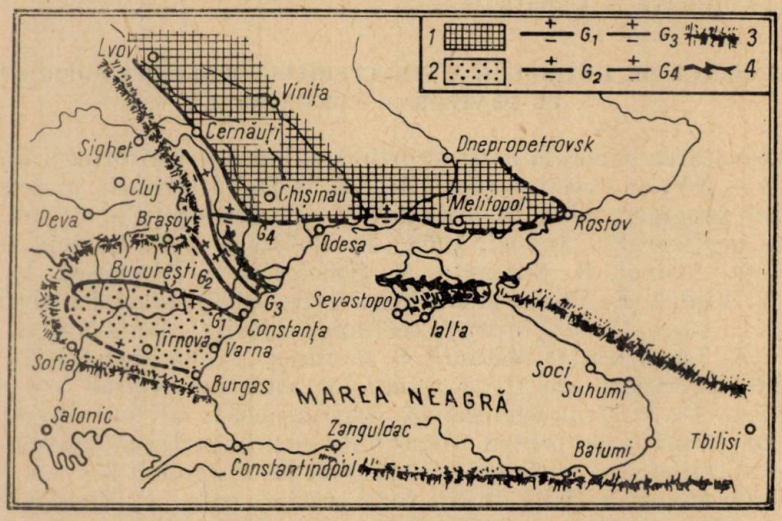


Fig. 2. — Încadrarea regională a structurii teritoriului dobrogean: *1* — Platforma Rusă cu fundament precambrian; *2* — Platforma Moezică, scutul proterozoic definit geofizic; *3* — lanțuri alpine; *4* —catene hercinice; G_1, dislocație crustală definită geofizic (Mangalia — Rașova — București — Calafat); G_2 idem (Capidava — Canara); G_3, linia Pecineaga — Camena; G_4, limita de SV și S a Platformei Ruse cu fundament precambrian.

1962). Întreg blocul moezic se prelungește pe sub Marea Neagră, între lanțul crimeo-caucazian și lanțurile pontice ale Asiei Mici (în sensul lui M. V. Muratov) (I. A. Kosîghin, 1962)[2].

Apreciem că, în acest cadru general, unitățile structurale majore ale Dobrogii capătă un sens director de dezvoltare pe platforma continentală a Mării Negre, sens director ce se impune a fi cercetat prin măsurători geofizice marine. În plus, aceste cercetări ar putea aduce informații, în extindere, asupra ariilor de dezvoltare și grosimilor formațiilor geologice recent descoperite prin foraje în Dobrogea de Sud (V. Ianovici, D. Giușcă, V. Mutihac, O. Mirăuță, M. Chiriac, 1961; N. Grigoraș, 1956; N. Grigoraș și T. Dăneț, 1961), a structurilor din domeniul șisturilor verzi și Bazinul Babadagului (N. Grigoraș și T. Dăneț, 1961; O. Mirăuță, 1964; O. Mirăuță și E. Mirăuță, 1964; O. Mirăuță, 1965) și a depozitelor hercinice-chimerice vechi (E. Liteanu și A. Pricăjan, 1962; O. Mirăuță, 1965).

CONCLUZII

Problema esențială a lucrării constă în discutarea prelungirii structurilor majore dobrogene, definite geofizic, în substratul platformei continentale a Mării Negre, la est de litoralul românesc. Justificarea acestei

[2]) p. 243—262.

prelungiri este susținută mai ales de existența cuplurilor de anomalii gravimetrice și magnetice rămase deschise pe zona de litoral și de strînsa lor corelare cu dislocațiile crustale, care, în mod evident, nu se opresc la linia de țărm, cu atît mai mult cu cît linia de țărm se află și în prezent în migrare spre vest, datorită scufundării lente a teritoriului dobrogean.

Cuplurile de anomalii discutate în cadrul ansamblului structural al fundamentului Dobrogii sînt situate în Delta Dunării, în regiunea Lacului Sinoe — Grindul Chituc și la nord de Constanța (Palazu-Mare). Cercetarea geofizică a acestor cupluri de anomalii pe platforma continentală se impune atît pentru aspectul științific pe care îl prezintă, cît și pentru conținutul lor economic, pe care îl cunoaștem sau pe care îl pot sugera ele în continuare.

Primită la redacție la 15 decembrie 1966

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Șt., *Harta anomaliei magnetice ΔZ din Dobrogea, Molaova de Sud și estul Cimpiei Române*, St. cerc. geol., **3**, *1—2*, 79—109 (1958).
2. Airinei Șt., M. Suceava, *Notă asupra anomaliei gravimetrice-magnetice din regiunea Lacului Sinoe (Dobrogea)*, D.S. Com. Geol., **L**/*2* (1962—1963), 445—451 (1964).
3. Airinei Șt., A. Pricăjan, *Informații geofizice privind structura geologică a fundamentului părții de nord a Deltei Dunării și originea mineralelor grele din nisipurile marine de pe litoralul Mării Negre*, D.S. Com. Geol., **LI**/*2* (1963—1964), 103—117 (1965).
4. Airinei Șt., *Schéma structural du soubassement du Delta du Danube selon les données gravimétriques et magnétiques*, Revue roumaine de géologie, géophysique et géographie, Série de Géophysique, **10**, 2, 163 — 175 (1966).
5. Atanasiu I., *Cutremurele de pămînt din România*, Edit. Academiei, R.P.R., București, 1961.
6. Bancev A., H. Dacev, *Osnovnii cierti na tectonsciia stroej na jugoiztocina Dobrudja po danni ot geofizicinite proucivaniia (Basic features of the tectonic structure of Southeastern Dobrudza from geophysical research data)*, Contrib. géol., Bulgarie, **I** (1961), 443—470 (1962).
7. Botezatu R., T. Băcioiu, *Anomalia gravității în Dobrogea centrală*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Sec. geol., geograf., **2**, *2*, 237—252 (1957).
8. Botezatu R., T. Băcioiu, J. Andrei, *Relațiile dintre anomalia gravității și structura geologică a Dobrogii de Nord și a regiunilor limitrofe din Moldova de Sud și Muntenia de Est*, St. cerc. geol., **6**, *1*, 185—211 (1961).
9. Ciocîrdel R., E. Protopopescu-Pache, *Considerații hidrogeologice asupra Dobrogei*, Stud. tehn. econom., Seria E, Hidrogeologie, *3* (1955).
10. Dovrev D., S. S. Piscialov, *O glubinnom stroenii Miziiscoi platformî i sepredelnih raionov pe geologo-geofizicieskim dannîm*, Pricladnaia Gheofizica, **37**, 109—128, (1963).
11. Dumitrescu I., M. Săndulescu, V. Lăzărescu, O. Mirăuță, S. Pauliuc, C. Georgescu, *Mémoire à la Carte Tectonique de la Roumanie*, An. Com. Geol. XXXII, 5—96, (1962).
12. Enescu D., *Natura falierii și starea de tensiuni în focarul seismic din vecinătatea țărmului vestic al Mării Negre*, Probleme de geofizică, vol. II, Edit. Acad. R.P.R., București, 1963, p. 87—102.
13. Gavăt I., Șt. Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu, S. Stoenescu, I. Vencov, *Contributions de la gravimétrie et de la magnétométrie à l'étude de la structure profonde du territoire de la République Populaire Roumaine*, Revue roumaine de géologie, géophysique et géographie, Série de Géologie, **9**, *1*, 81—107 1965.
14. Ianovici V., D. Giușcă, V. Mutihac, O. Mirăuță, M. Chiriac, *Privire generală asupra Dobrogei. Ghidul excursiilor celui de-al V-a Congres al Asoc. carpato-balcanice*, București, (1961).
15. Kosîghin A. I., *Tectonică generală*, Edit. tehnică, București, (1962).
16. Liteanu E., A. Pricăjan, *Alcătuirea geologică a Deltei Dunării*, Hidrobiologia, *4*, 57—82 (1962).
17. Grigoraș N., *Asupra silurianului din Dobrogea*, Bul. Științ. Acad. R.P.R., Secț. geol., geograf., **1**, *3—4*, 169—180 (1956).

18. Grigoraș N., T. Dănеț, *Contribuții la cunoașterea șisturilor verzi dobrogene*, St. cerc. geol., **6**, *3*, 541—556 (1961).
19. Mirăuță O., *Șisturile verzi din regiunea Dorobanțu-Măgurele (Dobrogea centrală)*, D.S. Com. Geol., **L**/*2* (1962—1963), 259 (1964).
20. Mirăuță O., E. Mirăuță, *Cretacicul superior și fundamentul bazinului Babadag (Dobrogea)*, An. Com. Geol., **XXXIII**, 343—380 (1964).
21. Mirăuță O., E. Mirăuță, *Le paléozoïque de la zone de Tulcea (Dobrogea Septentrionale)*, Carpatho-Balkan. Geological Association, VII th Congress, Sofia, 1965, vol. I, part II, 21—25, Sofia, 1965.
22. Mirăuță O., *Stratigrafia și tectonica șisturilor verzi din regiunea Istria-Băltăgești (Dobrogea centrală)*, D. S. Com. Geol., **LI**/*1* (1963—1964), 257—280 (1965).
23. Murgeanu G., D. Patrulius, *Le paléozoïque de la Plate-forme Moésienne*, Résumés des Communications, Assoc. Géol. Karpato-Balkanique, VIe Congrès, Varsovie, 1963, p. 111—113, Varsovie, 1963.
24. Mutihac V., *Zona Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei*, An. Com. Geo l., **XXXIV**/*1*, 215—263 (1961).
25. Petkov I. S., Rijikova, *Geomagnitna carta na severna Bilgaria (anomalii ΔZ)*, Sofia, (1964).
26. Petkov I., *Gravimetricina carta na severna Bilgaria (anomalii Buge) v.M. 1 : 200.000*, Ann. Dir. Géol., XI (1960), Série A, 197—202 (1961).
27. Ștefănescu S., Șt. Airinei, R. Botezatu, F. Ionescu, D. Popovici, S. Stoenescu, *Geophysical surveying for iron near Constanța (Rumanian People's Republic)*, Revue de Géologie et de Géographie, **5**, *1*, 119—132 (1961).
28. Vîjdea V., E. Vijdea, D. Zugrăvescu, *Mesures de résistivités apparentes au-dessus de la ligne tectonique Capidava-Ovidiu*, Revue roumaine géol., géophys., géograph., Série de Géologie, **9**, *1*, 109—118 (1965).

MĂSURĂTORI MAGNETICE UTILIZATE ÎN EXPLORAREA MINEREURILOR PRIN FORAJE

DE

S. GH. IORDACHE[1]) și R. VELCESCU[2])

Amploarea deosebită pe care a luat-o în țara noastră industria extractivă a făcut ca aplicarea metodelor geofizice de prospecțiune a subsolului, atît cu scopul rezolvării problemelor de ordin geologic strict, cît mai ales în scopul rezolvării eficiente a substratului economic — punerea în evidență a zăcămintelor de petrol, gaze și substanțe minerale utile—, să capete o importanță deosebită.

Perfecționarea acestor metode de cercetare geofizică a structurii subsolului în vederea dezvoltării industriei extractive apare ca o necesitate obiectivă.

Cum acumulările de substanțe minerale utile apar sub forme foarte variate, pentru a atinge un randament optim în lucrările de explorare, alegerea metodelor de detectare trebuie să fie dintre cele mai proprii condițiilor de zăcămînt existente.

Problema devine și mai importantă pentru cazul cînd mineralizația urmărită este cantonată în roce ce nu pot fi evidențiate prin procedee complementare electrice, radioactive, sau pentru cazul interpretării directe a mineralizațiilor de fier traversate de foraje, ca și în rezolvarea indirectă a unor probleme geologice, privind cercetarea anumitor structuri geologice, explorări indirecte de alte elemente diamagnetice ș.a.m.d.

Una din metodele care contribuie în mod efectiv la evidențierea elementelor magnetice din pereții forajelor este și metoda inducției magnetice de sondă, care constituie obiectul lucrării de față.

Metoda, aplicată sub o formă simplă și originală, vine să completeze diagrafia geofizică actuală de explorare prin sonde.

1. BAZELE TEORETICE ALE METODEI

Măsurătorile de inducție magnetică în sonde s-au efectuat prin intermediul unui circuit electric închis, de forma unui solenoid. Prin mișcarea solenoidului din sondă înspre suprafață, conform legii inducției electromag-

[1]) Comitetul de Stat al Geologiei, IGEX Geofizica, B-dul N. Bălcescu.
[2]) Comitetul de Stat al Geologiei, Institutul de geofizică aplicată, Șos. Kiseleff nr. 55.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 5, NR. 1, P. 155–161, BUCUREȘTI, 1967

netice a lui Maxwell, în circuitul solenoidului se creează o forţă electromotoare de inducţie,

$$\mathcal{E}_{ind} = -\frac{d\Phi}{dt}, \tag{1}$$

unde Φ este fluxul inducţiei magnetice prin suprafaţa S limitată de circuitul exterior al solenoidului.

Dacă se notează cu B_n componenta inducţiei magnetice pe direcţia normalei la suprafaţa S, atunci

$$\Phi = \int_s B_n \, dS, \tag{2}$$

iar

$$\mathcal{E}_{ind} = -\frac{d}{dt}\int_s B_n \, dS. \tag{3}$$

În consideraţia că în interiorul solenoidului este cuprins un material magnetic omogen de permeabilitate μ pentru $B_n = \mu H_n$, expresia (3) devine

$$\mathcal{E}_{ind} = -\frac{d}{dt}\int_s \mu H_n \, dS. \tag{4}$$

Dacă se consideră că un circuit de curent al solenoidului se înlocuieşte cu o forţă magnetică echivalentă de grosime x, pentru cazul cînd grosimea x a stratului tinde către zero şi pentru o lungime dl neschimbată (fig.1), conform

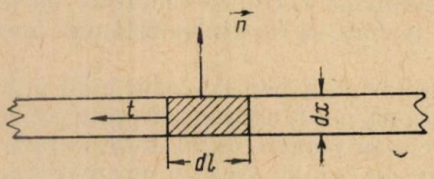


Fig. 1. — Reprezentarea teoretică a solenoidului.

teoremei lui Stokes, intensitatea totală a cîmpului magnetic poate fi scrisă sub forma

$$\int_s H_n \, dS = [H_{2t} - H_{1t}] \int_c dl, \tag{5}$$ [3]

unde H_{1t} şi H_{2t} sînt valorile vectorului $\vec{H}$ din mediul inferior care se află în planul secţiunii făcute prin strate.

Făcînd transformarea expresiei (4), conform relaţiei (5) se obţine

$$\mathcal{E}_{ind} = -\frac{\partial}{\partial t}\mu [H_{2t} - H_{1t}] \int_c dl, \tag{6}$$

[3]) Valorile lui H_1 şi H_2 reprezintă intensităţile magnetice induse în spirele solenoidului de către cîmpul magnetizant H din mediu.

unde semnul derivatei totale în raport cu timpul este înlocuit cu semnul derivatei parțiale pentru a sublinia că $\frac{\partial B}{\partial t}$ este viteza de deplasare în raport cu timpul a mărimii B_n într-un punct fix al spațiului.

Rezultă că variația cîmpului magnetic provoacă în conductori ficși apariția unor forțe $\mathcal{E}_{ind}$ care acționează asupra sarcinilor electrice de-a lungul conturului conductorului.

Dacă se înlocuiesc valorile lui H_1 și H_2 din expresia (5) cu expresiile date de legea Biot-Savart-Laplace pentru intensitățile cîmpului magnetic H pe axa unui curent circular de forma

$$H_{1,2} = K \frac{2\pi n R^2 I}{[R^2 + Z_{1,2}^2]^{3/2}}, \tag{7}$$

unde Z este lungimea solenoidului cuprins în cîmpul $H_{1,2}$; I curentul indus; R raza spirei; n numărul de spire pe unitate de lungime, și cînd elementul de circuit $dl \rightarrow 2\pi R$, expresia (6) se prezintă sub forma

$$\mathcal{E}_{ind} = -\frac{\partial}{\partial t} 4\pi^2 K n \mu I. R^3 \cdot \left[\frac{1}{[R^2 + Z_2^2]^{3/2}} - \frac{1}{[R^2 + Z_1^2]^{3/2}}\right]. \tag{8}$$

Solenoidul în condițiile de înregistrare poate fi cuprins în cîmpul magnetic natural H pe o lungime ce variază de la $Z = 0$ pînă la $Z = b$ [4]). Intensitățile cîmpului magnetic H_{1t} și H_{2t} se vor calcula în funcție de lungimile active ale solenoidului pentru $Z_1 = Z$ și $Z_2 = b - Z$ (fig.2).

Astfel, expresia (8) devine

$$\mathcal{E}_{ind} = -\frac{\partial}{\partial t} 4\pi^2 K n \mu I R^3 \cdot \left[\frac{1}{[R^2 + Z^2]^{3/2}} - \frac{1}{[R^2 + (b-Z)^2]^{3/2}}\right]; \tag{9}$$

cînd cîmpul magnetizant H este înclinat față de suprafața spirei cu un unghi α

$$H_t = H \cos \alpha,$$

expresia f.e.m. (9) devine

$$\mathcal{E}_{ind} = -\frac{\partial}{\partial t} 4\pi^2 \cdot K \cdot n \cdot \mu \cdot I \cdot R^3 \cdot \cos\alpha \cdot \left[\frac{1}{[R^2 + Z^2]^{3/2}} - \frac{1}{[R^2 + (b-Z)^2]^{3/2}}\right] \cdot \tag{10}$$

În mod similar, conform legii inducției exprimate de Faraday, dacă se consideră că variația $\partial\Phi$ a fluxului cuprins de contur trebuie să fie egală cu numărul de linii magnetice ∂N tăiate de contur, pentru

$$\partial \Phi = \partial N,$$

corespunzător unei suprafețe:

$$dS = 2\pi R \cdot v \cdot dt$$

[4]) Pentru cazul studiat se consideră că extinderea cîmpului magnetic în sondă este echivalentă cu lungimea solenoidului.

în unitate de timp, expresia f.e.m. indusă $\mathcal{E}_{ind}$ în porţiunea circulară a conductorului capătă formă similară

$$|\mathcal{E}_{ind}| = 2\pi R \cdot v \cdot B_n .$$

În consideraţia că grosimea cîmpului magnetic natural interceptat de foraj este egală cu lungimea solenoidului de măsură, pentru valorile constantelor corespunzătoare datelor de construcţie, f.e.m., calculată conform expresiei (10), poate fi reprezentată grafic ca în figura 3.

Aşa cum rezultă din grafic, reprezentarea este de forma unei curbe gradiente, maximul şi minimul său marcînd intrarea şi ieşirea din strat,

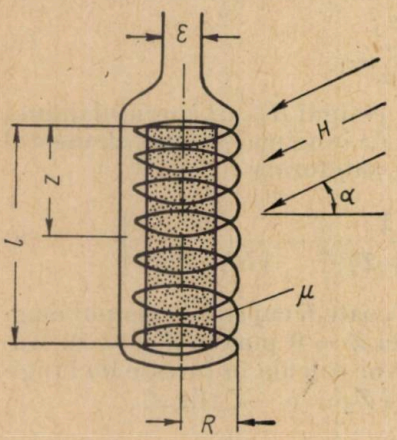


Fig. 2. — Schema de principiu a dispozitivului magnetic de sondă.

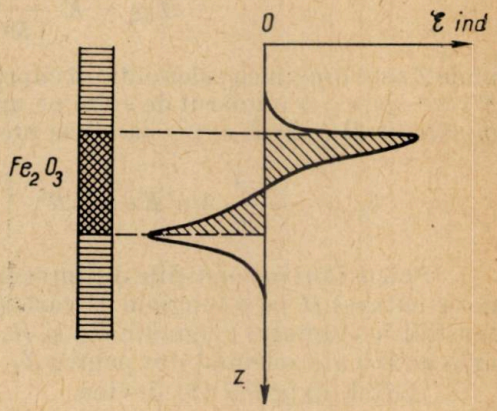


Fig. 3. — Curba teoretică corespunzătoare unu interval cu mineralizaţii de Fe_2O_3.

în funcţie de valorile caracteristicilor mineralizaţiilor magnetice interceptate în strat.

În ceea ce priveşte mărimea amplitudinii maxime şi minime a curbei inducţiei magnetice înregistrate, ea variază în funcţie de valorile caracteristicilor mineralizaţiilor magnetice interceptate în strat (μ şi I).

De altfel, forma de reprezentare a curbei f.e.m. a fost confirmată şi de către măsurătorile executate în sonde, intrarea şi ieşirea din strat marcîndu-se prin acelaşi aspect gradient cu maxime şi minime.

2. APARATURA UTILIZATĂ

Măsurătorile magnetice în foraje se execută prin intermediul unui dispozitiv de măsură, format dintr-o bobină de formă cilindrică cu miez magnetic, ale cărei armături sînt prinse într-o carcasă de protecţie din material plastic.

Ieşirile bobinei de măsură se conectează prin intermediul cablului de manipulare a dispozitivului din sondă direct în circuitul de înregistrare *P.S.* al staţiilor de carotaj, în vederea obţinerii diagrafiei magnetice corespunzătoare.

Viteza admisă în înregistrări, numărul de spire (n) și tipul materialului miezului magnetic al bobinei condiționează sensibilitatea dispozitivului utilizat.

3. REZULTATELE INTERPRETĂRILOR DIAGRAFIEI MAGNETICE

Simplitatea dispozitivului de măsură, precum și rapiditatea înregistrărilor (1 500 m/h) și economicitatea lor, au condus la extinderea rapidă a măsurătorilor magnetice în toate șantierele de explorări, chiar în cazul unor conținuturi secundare de materiale din mineralizațiile explorate.

Rezultatele obținute pot fi exemplificate prin diagrafia magnetică înregistrată în mai multe șantiere cu mineralizații de specific diferit.

În cazul explorărilor prin sonde a mineralizațiilor de fier situate în nisipuri din șantierul Bruznic-Buzad, măsurătorile magnetice efectuate au pus în evidență pe întreaga coloană intervalele cu conținuturi magnetice ale nisipurilor, stabilind totodată și raportul conținuturilor în magnetită al fiecărui interval interceptat de foraj.

După cum rezultă și din figura 4, cînd forajul traversează argile, datorită lipsei elementelor magnetice, în aparat nu se induce nici o.f.e.m.

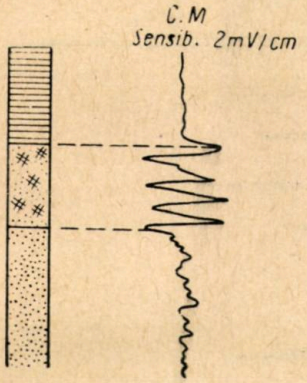


Fig. 4. — Diagrafia magnetică a unui foraj din șantierul Bruznic-Buzad.

O dată cu pătrunderea dispozitivului de măsură în stratul cu elemente magnetice cuprins între anumite limite, se identifică unele intercalații cu conținuturi de 6 — 8% magnetită. În continuare, de la adîncimi ceva mai mari, în nisipuri se identifică conținuturi slabe de elemente magnetice (2—4% magnetit) (fig.4).

Măsurătorile magnetice s-au utilizat cu mult succes chiar și în explorarea geofizică prin foraje ale mineralizațiilor de sulfuri cuprifere din șantierul Altîn-Tepe.

Mineralizațiile de explorat, avînd în structura lor petrografică intercalații sistematice de conținuturi de magnetită, au condiționat evidențierea lor în diagrafia magnetică, așa cum se vede și în figura 5.

Intervalele de util stabilite din interpretarea diagrafiei geofizice-magnetice au fost confirmate în totalitate și de analizele chimice de laborator, așa cum sînt stabilite și în coloana stratigrafică geologică a profilului din figura 5.

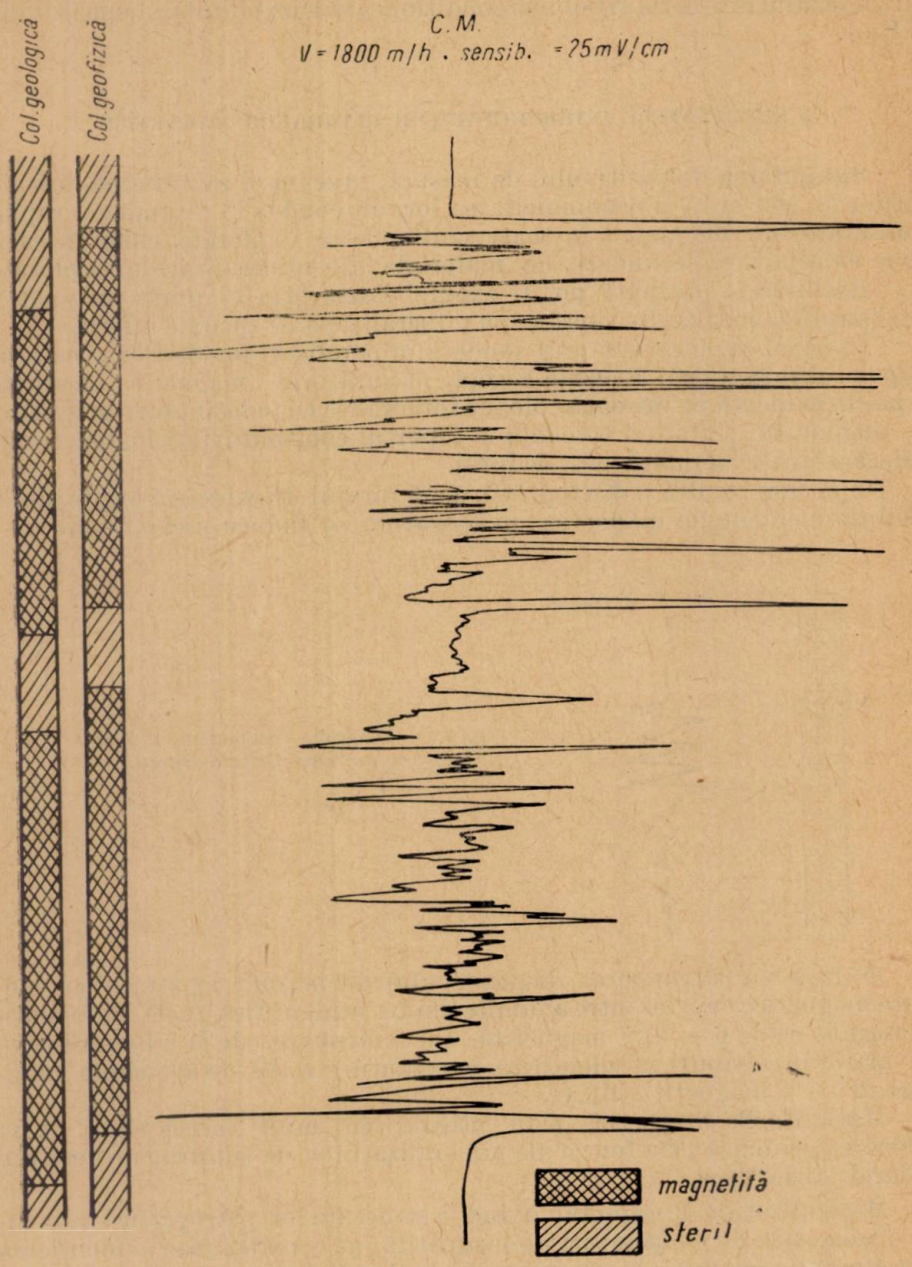


Fig. 5. — Diagrafia magnetică a unui foraj din şantierul Altîn-Tepe.

71

CONCLUZII

1. Metoda și aparatura prezentată, prin simplitatea construcției și eficiența ridicată în măsurători, a contribuit la extinderea ei în toate șantierele de explorări prin foraje a mineralizațiilor de magnetită.

2. Prin caracteristicile sale de înregistrare, metoda permite evidențierea, în diagrafia de explorare, a conținuturilor mai mari de 2—3% și, de asemenea, stabilește limitele formațiilor petrografice din foraje pentru cazul cînd formațiile prezintă o variație redusă în conținuturile de elemente magnetice.

3. Sensibilitatea ridicată a metodei, exactitatea datelor stabilite prin compararea lor cu analizele de laborator, ca și rezultatele complexe ce pot fi obținute din interpretări pentru stabilirea profilurilor litologice ale forajelor, confirmă valabilitatea și posibilitatea aplicării metodei inducției magnetice în cercetările geofizice, din foraje fără carotaj mecanic.

Primită la redacție la 28 decembrie 1966

BIBLIOGRAFIE

1. Neiman L. R., P. L. Kalantarov, *Bazele teoretice ale electrotehnicii*. Edit. energetică de stat, București, 1955, cap. VII.
2. Novacu V., *Introducere în electrodinamică*. Edit. Acad. R.P.R., București, 1955, cap. III.
3. Novacu V., *Probleme de electrodinamică*. București, 1962.
4. Ștefănescu Sabba, *Elemente de teoria cîmpului electromagnetic*. București, 1962.
5. Tamm I. E., *Bazele teoriei electricității*. Edit. tehnică, București, 1957, cap. IV și V.

ACTIVITATEA DIN ŢARA NOASTRĂ ÎN LEGĂTURĂ CU ANII INTERNAŢIONALI AI SOARELUI CALM (1964—1965—1966)[1]

DE

ACAD. G. ATANASIU

1. Introducere

Ca urmare a rezultatelor foarte bune obţinute prin colaborarea internaţională din cursul Anului Geofizic Internaţional (A.G.I.), care a avut loc într-o perioadă de activitate maximă solară, 1957—1958, s-a hotărît reluarea unei colaborări asemănătoare şi în perioada de activitate minimă a Soarelui, adică în 1964—1965. Comitetul internaţional IQSY (International Quiet Sun Year), a fost alcătuit astfel:

Preşedinte, W. J. G. BEYNON (Anglia);

Vicepreşedinţi, M. A. POMERANTZ (S.U.A.), N. V. PUŞKOV (U.R.S.S.), G. RIGHINI (Italia);

Secretar, C. M. MINNIS (Anglia).

Ca membri ai comitetului internaţional au fost aleşi unii dintre responsabilii diferitelor discipline de geofizică din ţările participante.

Disciplinele prevăzute a fi dezvoltate în cadrul IQSY sînt, în ordinea dată de comitet:

Meteorologie	Ionosferă
Geomagnetism	Activitatea Soarelui
Aurore	Radiaţii cosmice
Luminescenţa atmosferei	Aeronomie

Amintim că prin *aeronomie* se înţelege, în general, studiul fenomenelor fizice şi chimice din atmosfera înaltă. De exemplu, se studiază efectele radiaţiilor de mică lungime de undă din spectrul solar, adică raze ultraviolete şi raze X, care nu se pot observa de pe Pămînt din cauza absorbţiei atmosferei. Aceste radiaţii produc încălzirea, ionizarea atmosferei superioare ş.a. Rezultate importante în domeniul aeronomiei se obţin azi cu ajutorul rachetelor şi al sateliţilor artificiali ai Pămîntului. În felul acesta se stabileşte o legătură între COSPAR (Comitetul pentru studii spaţiale) şi IQSY.

---

[1]) Prezentată în şedinţa Centrului de cercetări geofizice din 28 noiembrie 1966.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 5, NR. 1, P. 163—169, BUCUREŞTI, 1967

2. Constituirea Comitetului român pentru studiile din perioada A.I.S.C.

Acest comitet s-a constituit la 23 noiembrie 1963, avînd următoarea compoziţie :

Acad. G. ATANASIU, geomagnetism (hărţi magnetice) ;

Acad. TH. IONESCU, ionosferă ;

Prof. L. CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei, variaţii magnetice (Obs. Surlari) ;

Prof. C. POPOVICI, activitate solară ;

Prof. A. GRIGORIU, fizica atmosferei ;

Prof. ŞT. M. STOENESCU, meteorologie ;

Dr. GH. DIACONESCU, meteorologie şi fizica atmosferei ;

Cerc. princ. T. NEŞTIANU, geomagnetism.

Acest comitet a fost constituit cu aprobarea Academiei Republicii Socialiste România şi a Comitetului naţional de geodezie şi geofizică. Scopul a fost de a da un nou impuls cercetărilor efectuate în cursul A.G.I., şi anume de a intensifica studiile, în Anii Soarelui Calm 1964 — 1965, asupra fenomenelor geofizice care depind de activitatea solară.

3. Unităţile din ţara noastră care au lucrat pentru A.I.S.C.

Universitatea din Bucureşti, Laboratorul de electricitate, Laboratorul de fizica atmosferei ;

Centrul de cercetări geofizice al Academiei, Secţia de geomagnetism şi Secţia de fizica atmosferei şi ionosferă ;

Observatorul astronomic, secţia de astrofizică ;

Comitetul geologic, Observatorul magnetic Surlari ;

Institutul meteorologic, secţiile de climatologie, aerologie şi secţia de fizica atmosferei cu Observatorul Afumaţi.

4. Relaţiile cu străinătatea

S-au menţinut cu cca 20 de ţări, cărora li s-a trimis înştiinţarea de constituire a Comitetului român A.I.S.C. şi cu care s-au schimbat programele de cercetări naţionale. Corespondenţa noastră a fost scrisă în limbile franceză, engleză, germană şi rusă. În special s-a corespondat cu Anglia, Belgia, Bulgaria, Cehoslovacia, Danemarca, Franţa, R. D. Germană, Italia, Japonia, Polonia, S.U.A., Ungaria, U.R.S.S. Cu geofizicienii din unele ţări s-au purtat şi discuţii directe relativ la lucrările A.I.S.C., cu ocazia vizitelor făcute în străinătate, ca de exemplu, în Cehoslovacia, R.D. Germană, Italia, Polonia, Ungaria.

5. Primiri de reviste şi de înştiinţări

Corespondenţă mai activă am menţinut cu Secretariatul Internaţional IQSY, Londra (dr. C. M. Minnis), de unde am primit cu regularitate înştiinţările Comitetului internaţional şi revistele : *IQSY Instruction Manual*, nr. 1—10. Aceste numere cuprind instrucţiuni pentru studiile despre : aurore, ionosferă, luminescenţa atmosferei, radiaţii cosmice, cercetări cu rachete ş.a. Am primit de asemenea, în mod regulat, *IQSY Notes*, nr. 1—19, care conţin programele diferitelor ţări (în nr. 4 este dat programul ţării noastre) ; articole generale despre lucrările A.I.S.C. ; lista celor 71 de ţări asociate la lucrări în anul 1965 ; lucrările reuniunilor de la Roma (1963) şi de la Madrid (1965) ; activitatea Soarelui în primele 16 luni ale A.I.S.C. ;

bibliografie şi multe alte informaţii ; progresul cercetărilor româneşti A.I.S.C., la 1 ianuarie 1965 (în nr. 15, p. 58).

S-au primit, sub formă de separate, programele de lucru din ţările : *Anglia, Argentina, Belgia, Franţa, Japonia, R. D. Germană, R. F. a Germaniei, R. P. Ungară.* Programele celorlalte ţări sînt publicate în diferite numere din revista „IQSY Notes". S-au mai primit :

W. J. G. Beynon, International Years of the Quiet Sun, 1964—65, extras din revista engleză „Nature", vol. 204, nr. 4 959, noe. 1964.

M. A. Pomerantz, International Years of the Quiet Sun, 1964 — 1965, extras din revista americană „Science".

The International Years of the Quiet Sun, Raport pentru U.N.E.S.C.O., martie 1964, alcătuit de Secr. IQSY, dr. C. M. Minnis.

Suggested Scientific Programs for World Days, aprobat de Comitetul CIG—IQSY, Roma, 1963.

Index bibliografic al publicaţiilor Comitetului Internaţional IQSY.

IInd *Assembly CIG—IQSY,* Roma, 18—23 martie 1963.

World Data Center A, Nat. Academy of Sciences, Washington S.U.A., 1966, 3 vol. Numărul din martie 1966 conţine : luminescenţa atmosferei, ionosfera, aurore, raze cosmice, geomagnetism, activitatea solară. Un alt număr din acelaşi an conţine meteorologia ş.a.

World Magnetic Survey Notes WMS, nr. 1, 1964.

Final Report on IQSY Activities in the German Dem. Republic 1964—65.

Japanese Contrib. to the IQSY, 1964—65.

Aceste lucrări pot fi consultate la sediul Comitetului A.I.S.C., (Bucureşti Bul. Republicii 14, et. I).

Din lucrările primite în mai multe exemplare, s-au împărţit cîteva zeci la unităţile noastre care lucrează pentru A.I.S.C., la : Secţia de fizica atmosferei şi ionosferă ; Secţia de astrofizică ; Institutul meteorologic, Secţia de fizica atmosferei ; la Observatorul geomagnetic Surlari ş.a.

5. Contribuţia materială a ţării noastre

La intervenţia noastră, Academia Republicii Socialiste România a aprobat trimiterea unei contribuţii la Secretariatul IQSY, Londra. Valoarea acestor contribuţii acoperă parţial costul revistelor primite şi cel al corespondenţei.

6. Reuniunile internaţionale

a) *Prima Reuniune Internaţională IQSY* a avut loc la Paris în 1962 ; aceasta a fost o reuniune pregătitoare la care ţara noastră nu a participat, Comitetul naţional român A.I.S.C. nefiind încă format ; au luat parte 32 de ţări ; s-au pregătit lucrările pentru a doua reuniune.

b) *A II-a Reuniune IQSY* a avut loc la Roma, la 18—23 martie 1963, unde au luat parte cca. 40 de ţări. S-a discutat modul în care se vor desfăşura cercetările A.I.S.C. la diferitele discipline şi cum se va realiza cooperarea internaţională. Din ţara noastră a participat prof. G. Atanasiu. La această Reuniune s-a prezentat programul ţării noastre, care a fost multiplicat pe loc şi pus la dispoziţia participanţilor. În această privinţă a se vedea articolul din „Studii şi cercetări de geofizică", 1963, p. 389.

c) *A III-a Reuniune IQSY* a avut loc la Madrid, între 29 martie şi 3 aprilie 1965. Au participat 36 de ţări. Din partea ţării noastre nu s-au trimis delegaţi. Modificările şi stadiul lucrărilor noastre au fost trimise la timp secretarului Comitetului Internaţional IQSY, care le-a prezentat la reuniune ; ele au fost publicate în nr. 15 din „IQSY Notes", din decembrie 1965.

d) *A IV-a Reuniune IQSY* urmează să aibă loc la Londra, la 17—22 iulie 1967. Programul viitoarei Reuniuni este dat în „IQSY Notes", nr. 17 din iulie 1966, sub titlul : *A IV-a Reuniune IQSY unită cu Simposionul Ştiinţific IQSY/COSPAR*. Reuniunea de la Londra va fi reuniunea de încheiere a lucrărilor IQSY. Fiecare ţară va prezenta realizările sale în perioada Anilor Soarelui Calm. Sîntem invitaţi a trimite realizările noastre.

7. Lucrări de încheiere pentru A.I.S.C.

Corespunzător recomandărilor date de Comitetul Internaţional IQSY :

1) Deşi termenul de lucrări pentru IQSY s-a încheiat la finele lunii decembrie 1965, s-a propus ca lucrările să fie continuate cu intensitate mai mică şi în cursul anului 1966, ceea ce s-a şi făcut la noi şi în majoritatea ţărilor.

2) Comitetul Internaţional pentru IQSY a funcţionat şi în cursul anului 1966.

3) Se propune o colaborare internaţională pe termen lung după anul 1966.

Noi am ţinut legătura cu Comitetul special pentru IQSY şi în cursul anului 1966, aducînd la cunoştinţă, la timp, informaţiile pe care le-am primit.

În rezumat, felul cum s-a lucrat în cursul Anilor Soarelui Calm a fost un frumos exemplu de colaborare internaţională în sensul celor mai înalte aspiraţii ale omenirii. S-au obţinut rezultate foarte bune la toate disciplinele geofizicii prevăzute în programul IQSY.

În ţara noastră s-au realizat lucrări din domeniile geofizicii, în care s-a procedat, pe cît posibil, conform programului stabilit şi în acord cu recomandările internaţionale IQSY. S-au obţinut rezultate bune în meteorologie, geomagnetism regional, fizica atmosferei, ionosferă, activitatea soarelui. Scurte rezumate ale acestor lucrări au fost grupate sub forma unui *Raport Final al Activităţii AISC în România*, pentru a fi trimis Secretariatului Comitetului Internaţional IQSY, la Londra.

Activitatea de difuzare a lucrărilor ştiinţifice din A.I.S.C.

Pentru a informa un public cît mai numeros despre colaborarea internaţională şi lucrările ţării noastre în legătură cu A.I.S.C., s-au scris o serie de articole de difuzare ştiinţifică în ziare şi reviste în cursul anilor 1964—1965 ; au participat la această activitate : prof. G. Atanasiu, prof. Călin Popovici, dr. G. Diaconescu ş.a.

STADIUL LUCRĂRILOR PENTRU „HĂRŢILE MAGNETICE UNITARE ALE EUROPEI CENTRALE ŞI DE SUD-EST"

DE

ACAD. G. ATANASIU

Aceste lucrări interesează ţările : R. P. Bulgaria, R. S. Cehoslovacă, R. D. Germană, R. P. Polonă, Republica Socialistă România şi R. P. Ungară.

Consfătuiri preliminare au avut loc în 1961 la Varşovia şi în 1962 la Budapesta. Ţările interesate au numit delegaţi responsabili pentru aceste hărţi.

În afară de cele două consfătuiri preliminare pe care le-am menţionat, în legătură cu realizarea hărţilor magnetice unitare au avut loc pînă acum patru consfătuiri, şi anume :

I la Potsdam, 21—23 mai 1963 ;

II la Budapesta, 17—19 septembrie 1964 ;

III la Varşovia, 1—3 noiembrie 1965 ;

IV din nou la Budapesta, 14—15 septembrie 1966.

Despre a II-a Consfătuire, de la Budapesta, am dat o foarte scurtă relatare în „Studii şi cerc. de geofizică", t. 3, nr. 1, 1965, iar despre a III-a, din 1965 (Varşovia), o relatare mai amănunţită în „Studii şi cercetări de geofizică", t. 4, nr. 1, 1966.

La prima Consfătuire de la Potsdam am fost invitat de Academia Germană de Ştiinţe din Berlin, iar la cea din Budapesta de către Academia de Ştiinţe a Ungariei ; la a III-a am luat parte ca delegat al Academiei noastre. La a IV-a Consfătuire, din anul acesta, Academia nu a mai trimis niciun delegat.

La reuniunile la care am luat parte am expus cîteva din lucrările româneşti, de exemplu : *Despre variaţia seculară a elementelor magnetice în Ardeal şi Banat în perioada 1848—1960* (Budapesta 1964) ; *Despre valorile elementelor geomagnetice H, I, Z, şi F la 1960,0* (Varşovia 1966). La Varşovia s-au expus de asemenea lucrări de legătură între Observatorul Surlari şi alte Observatoare din Europa ; măsurători de comparaţie făcute cu aparatele QHM la Observatorul Niemegk şi măsurători magnetice de legătură între Observatorul Surlari şi Observatoarele Krasnaia Pahra şi Niemegk.

Fiecare consfătuire s-a încheiat cu redactarea unui „Protocol", în care este rezumat stadiul lucrărilor la data respectivă conţinînd şi recomandări pentru continuarea lor.

În aceste prime consfătuiri s-au precizat metodele de lucru, s-a recomandat aparatura cea mai adecvată şi s-au făcut propuneri pentru legarea între ele a observatoarelor prin măsurători reciproce. S-a prevăzut şi numărul aproximativ de staţiuni de măsuri absolute care revin diferitelor ţări, şi anume : Bulgaria — 300 ; R. D. Germană — 250 ; Polonia — 700 ; România — 550 ; Ungaria — 200. Ţara noastră a realizat pînă acum numărul prevăzut de staţiuni, deşi metodele de lucru nu au fost aceleaşi în diferitele regiuni ale ţării.

Al IV-lea Protocol dă situaţia lucrărilor în preziua încheierii lor. Consfătuirea de încheiere va fi în 1967 la Potsdam.

Stadiul lucrărilor noastre este următorul :

1) Pentru Ardeal şi Banat s-au realizat, de către secţia de geomagnetism a C.C.G., aproape 300 de staţiuni de măsuri absolute, în care s-au măsurat elementele *D, H, I* şi *Z* şi s-a calculat *F*. Au fost publicate valorile pentru elementele *H, I, Z* şi *F* la 1960,0 şi s-au întocmit şi hărţile respective la scara 1 : 500 000 ; s-au calculat şi s-au întocmit hărţile valorilor normale pentru *H, Z* şi *D*. Măsurile au fost făcute conform recomandărilor conţinute în protocoalele consfătuirilor internaţionale.

Lucrările noastre sînt în faza de a fi utilizate pentru hărţile unitare. De altfel, valorile determinate de noi au fost cerute şi de WMS (World Magnetic Survey), Washington, pentru a fi utilizate pentru hărţile magnetice mondiale.

Pentru restul ţării posedăm lucrările publicate ale colectivului Comitetului geologic şi al Institutului de geologie-geografie (N. Milea, Vl. Ştefl ea, L. Popovici), care a măsurat *D, H* şi *I* în Oltenia, Muntenia, Moldova şi Dobrogea, în total cca 250 de staţiuni. Ar fi bine ca valorile obţinute de acest colectiv să fie reduse la 1960,0, pentru ca toate lucrările mai recente realizate în ţara noastră să se raporteze la aceeaşi epocă. În felul acesta se vor întocmi hărţile magnetice ale întregii ţări, care vor servi apoi la realizarea hărţilor magnetice europene şi mondiale.

PARTICIPAREA SPECIALIŞTILOR ROMÂNI LA LUCRĂRILE COMITETULUI DE MORFOLOGIE ŞI GEOLOGIE MARINĂ ÎN CADRUL CONGRESULUI AL XX-LEA — ŞEDINŢĂ PLENARĂ — AL COMISIEI INTERNAŢIONALE PENTRU EXPLORAREA ŞTIINŢIFICĂ A MĂRII MEDITERANE

DE

ŞTEFAN AIRINEI

Între 17 şi 22 octombrie 1966 a avut loc la Bucureşti şi Constanţa cel de-al XX-lea Congres — şedinţă plenară — al Comisiei Internaţionale pentru explorarea ştiinţifică a Mării Mediterane (C.I.E.S.M.M.).

Anul acesta comisia împlineşte 47 de ani de existenţă. În această perioadă, ţara noastră — în calitate de participantă efectivă la activitatea C.I.E.S.M.M. — a găzduit pentru a doua oară manifestările ştiinţifice ale acestei instituţii oceanografice.

Înaintea şi în timpul desfăşurării congresului, presa a informat publicul despre istoricul acestei comisii internaţionale, inclusiv participarea oamenilor de ştiinţă români la activitatea de cercetare din trecut, despre obiectivele sale ştiinţifice, despre activitatea multiplă şi schimbul larg de opinii în domeniul cercetării ştiinţifice în cele 11 comitete de specialitate ale actualului congres şi despre contactele pe care oaspeţii le-au avut cu unele realizări ale poporului român în dezvoltarea economiei şi culturii sale.

Complexul de cercetări ştiinţifice privind bazinul mediteranean din care face parte şi Marea Neagră urmăreşte cunoaşterea proceselor biologice, fizice şi chimice ale mediului marin, corelările acestor procese cu suportul lor geologic şi geomorfologic, în vederea valorificării multilaterale a resurselor economice ale apelor acestor mări.

Dintre savanţii români mai des citaţi în timpul lucrărilor congresului — în legătură cu cercetările lor din domeniul marin şi oceanografic —, menţionăm pe E. Racoviţă, G. Murgoci, I. Borcea, Gr. Antipa, C. I. Brătescu şi Gr. Vîlsan.

Comunicările ştiinţifice au fost susţinute în următoarele comitete de specialitate : oceanografie fizică, benthos, medii insulare, vertebrate marine şi cefalopode, morfologie şi geologie marină, chimia mării, plancton, lacuri sărate şi lagune, radioactivitate marină, microbiologia, biochimia şi impurificarea mării, şederea prelungită a omului sub apa mării.

Participarea numeroasă a cercetătorilor — veniţi din 20 de ţări, majoritatea din bazinul mediteranean —, prezentarea şi discutarea a peste 250 de comunicări ştiinţifice în cele 11 comitete de lucru, a situat congresul al XX-lea în fruntea celor precedente. Nivelul general al comunicărilor — aşa cum a reieşit din raportul de închidere al lucrărilor congresului, prezentat de dl. Jean Furnestin, secretarul-general al Comisiei — a fost mai mult decît mulţumitor.

La Comitetul de morfologie şi geologie marină despre care vom relata în cele ce urmează, au fost prezentate 26 de comunicări, dintre care opt sînt susţinute de cercetători români, care, după specialitatea lor şi în ordinea numărului, aparţin domeniilor : geologie, hidrotehnică, geomorfologie şi geofizică. Problemele tratate în lucrările româneşti se grupează în jurul proceselor actuale de sedimentare marină, fie de-a lungul ţărmului, fie pe platforma continentală, din faţa ţărmului actual ; în jurul cercetărilor din ultimii ani din Delta Dunării, privind aici, originea uscaturilor din mediul deltaic ; în jurul oscilaţiilor nivelului Mării Negre în timpul ultimilor cinci milenii şi, în fine — pe baza rezultatelor geofizice din Dobrogea obţinute în ultimii 15 ani —, în jurul tendinţelor de prelungire a elementelor mari structurale dobrogene dincolo de linia de ţărm, pe platforma continentală.

Instituţiile reprezentate de cercetătorii români — instituţii care, prin materialul primar oferit, au contribuit la realizarea şi succesul lucrărilor prezentate — sînt : Comitetul de Stat al Geologiei, Comitetul de Stat al Apelor, Consiliul Superior al Agriculturii, Academia Republicii Socialiste România, Universitatea din Bucureşti, Direcţia hidrografică a marinei.

S-au prezentat rezultatele geofizice de pe o bandă de teritoriu situat de-a lungul litoralului românesc (Şt. Airinei), lucrările grupului de tineri cercetători ai Laboratorului de sedimentologie al Întreprinderii geologice de prospecţiuni din Comitetul de Stat al Geologiei, iniţiat şi îndrumat de acad. G. Murgeanu, o comunicare asupra genezei uscaturilor din Delta Dunării, (dr. N. Popp şi geol. A. Pricăjan) etc.

În general vorbind, lucrările româneşti au abordat, la niveluri comparabile, probleme tratate şi de cercetătorii străini. Aprecierile pozitive, se poate vorbi chiar de succesul lucrărilor noastre, au fost subliniate atît în documentele oficiale ale congresului, cît şi prin cuvintele calde din timpul convorbirilor continuate în excursia de studii — cînd geologii români au prezentat la faţa locului, pe teren, problemele comunicate, felul cum au fost rezolvate pînă în prezent, direcţiile noi de cercetare etc. — , cum ar fi, de pildă, cele exprimate în repetate rînduri de preşedintele Comitetului de morfologie şi geologie marină, dl. dr. Aldo Segre, profesor a Institutul de geologie şi geografie fizică al Universităţii din Messina, Italia. Şi, poate, nimic nu este mai elocvent decît faptul că biroul C.I.E.S.M.M. a hotărît, în unanimitate, cooptarea în calitate de membri activi în Comitetul de morfologie şi geologie marină a 3—4 specialişti români.

Cinstirea de care ne-am bucurat, experienţa pe care am dobîndit-o prin participarea la lucrările acestui congres internaţional de mare prestigiu sînt un îndemn pentru noi, cercetătorii români, la realizarea cu mai mult avînt a problemelor privind studiul mării, incluse în programul unitar de cercetări ştiinţifice pe perioada 1966—1970, elaborat de Consiliul Naţional al Cercetării Ştiinţifice.

Instituţiile reprezentate de cercetătorii români — instituţii care, prin materialul primar oferit, au contribuit la realizarea şi succesul lucrărilor prezentate — sînt : Comitetul de Stat al Geologiei, Comitetul de Stat al Apelor, Consiliul Superior al Agriculturii, Academia Republicii Socialiste România, Universitatea din Bucureşti, Direcţia hidrografică a marinei.

S-au prezentat rezultatele geologice de pe o bandă de teritoriu situat de-a lungul litoralului românesc (Şl. Aitinei), lucrările grupului de tineri cercetători ai Laboratorului de sedimentologie al Întreprinderii geologice de prospecţiuni din Comitetul de Stat al Geologiei, iniţiat şi îndrumat de acad. G. Murgeanu, o comunicare asupra genezei necalcarelor din Delta Dunării (dr. N. Popp şi geol. A. Priceţian) etc.

În general vorbind, lucrările româneşti au abordat, la nivelul comparabile, problemele tratate şi de cercetătorii străini. Aprecierile pozitive, se poate vorbi chiar de succesul lucrărilor noastre, au fost subliniate atît în documentele oficiale ale congresului, cît şi prin cuvintele calde din timpul convorbirilor conlimnate în excursia de studii — cînd geologii români au prezentat la faţa locului, pe teren, problemele comunicate, fcînd cum au fost rezolvate pînă în prezent, dificultăţile noi de cercetare etc. — , cum ar fi, de pildă, cele exprimate în repetate rînduri de preşedinţele Comitetului de morfologie şi geologie marină, dl. dr. Aldo Segre, profesor a Institutul de geologie şi geografie fizică al Universităţii din Messina, Italia. Şi, poate, nimic nu este mai elocvent decît faptul că biroul C.I.E.S.M.M. a hotărît, în unanimitate, cooptarea în calitate de membri activi în Comitetul de morfologie şi geologie marină a 3 — 4 specialişti români.

Cinstirea de care ne-am bucurat, experienţa pe care am dobîndit-o prin participarea la lucrările acestui congres internaţional de mare prestigiu sînt un îndemn pentru noi, cercetătorii români, la realizarea cu mai mult avînt a problemelor privind studiul mării, incluse în programul unitar de cercetări ştiinţifice pe perioada 1966—1970, elaborat de Consiliul Naţional al Cercetării Ştiinţifice.

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE
- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE
- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

REVISTA
STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE, SERIA GEOFIZICĂ

publică studii şi cercetări originale, lucrări de disertaţie şi de ansamblu, comunicări şi note din domeniile :
- geomagnetism şi prospecţiuni magnetice,
- gravimetrie,
- seismologie şi prospecţiuni seismice,
- fizica atmosferei şi ionosferei,
- electrometrie

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau prin sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Fiecare exemplar va fi însoţit de figurile şi de graficele care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de explicaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine : numele complet al autorului, titlul revistei, volumul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se va da titlul integral, editura, locul şi anul de apariţii.

ORSZÁGOS MŰSZAKI KÖNYVTÁR ÉS DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT 1883

F 1578

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

SERIA

GEOFIZICĂ

2

TOMUL 5
1967

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMANIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Academician SABBA ȘTEFĂNESCU, **redactor responsabil ;** LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, **redactor responsabil adjunct :** Academician G. ATANASIU ; Academician TH. V. IONESCU ; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România ; D. ENESCU, **secretar științific de redacție**

Revista apare de două ori pe an.

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din întreprinderi și instituții.

Comenzile de abonamente din străinătate se primesc la CARTIMEX, București, Căsuța poștală 134—135 sau la reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice altă corespondență se trimit la Comitetul de redacție al revistei pe adresa :

București, B-dul Ana Ipătescu, nr. 21.

F 1578

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOFIZICĂ

TOMUL 5, Nr. 2 1967

SUMAR

Pag.

L. CONSTANTINESCU, D. ENESCU şi M. IANĂŞ, Integrarea informaţiilor seismologice şi gravimetrice pentru studiul structurii scoarţei terestre în România 173

D. ENESCU, I. CORNEA şi P. CONSTANTINESCU, Primele încercări de evaluare a grosimii scoarţei terestre în România prin sondaje seismice punctuale. Consideraţii asupra structurii mantalei superioare. 185

C. RADU, Contribuţii la studiul cutremurelor intermediare din Vrancea 199

G. ATANASIU, T. NEŞTIANU, D. ZUGRĂVESCU şi C. DEMETRESCU, Valorile normale ale elementelor magnetice *D*, *H*, *Z* şi *I* în Ardeal şi Banat la epoca 1960,0 207

ILEANA BUCUR, Variaţia înclinaţiei magnetice între secolele XIV şi XVIII în două regiuni din Republica Socialistă România. . . . 217

VALERIA WINTER şi MAGDA CAZAN-CORBASCA, Asupra concentraţiei nucleelor de condensare II 225

DOREL ZUGRĂVESCU, Pendulul orizontal din cuarţ construit în cadrul Observatorului gravimetric Căldăruşani 231

M. IANĂŞ şi D. ZORILESCU, Utilizarea programării liniare la obţinerea anomaliilor regionale şi locale din harta Bouguer 245

PETRE CONSTANTINESCU şi SEVER SPÂNOCHE, Unde continuu refractate şi unde de schimb *P S P* în înregistrările seismice din Dobrogea centrală (zona şisturilor verzi) 251

AL. COSTA-FORU, H. COSTEA şi C. ROMAN, Studiul unor proprietăţi magnetice ale rocilor din câteva zăcăminte de sulfuri complexe din Carpaţii Orientali şi Dobrogea 259

A. LUNGU, O nouă metodă de stabilire a limitelor corpurilor de minereu radioactiv în baza măsurătorilor radiometrice 271

ARPAD SZABO şi IOSIF CHEREJI, Cercetări asupra abundenţei radioizotopilor în apele minerale din regiunea Crişana 281

S. GH. IORDACHE, Cercetarea mineralizaţiilor auroargentifere prin metode geofizice de sondă 289

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR. SERIA GEOFIZ., TOM. 5, NR. 2, P. 171–304, BUCUREŞTI, 1967

ORSZÁGOS MŰSZAKI KÖNYVTÁR

INTEGRAREA INFORMAȚIILOR SEISMOLOGICE ȘI GRAVIMETRICE PENTRU STUDIUL STRUCTURII SCOARȚEI TERESTRE ÎN ROMÂNIA

DE

LIVIU CONSTANTINESCU

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

D. ENESCU și M. IANĂȘ

Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

INTRODUCERE

O problemă complexă ca aceea a structurii scoarței terestre comportă o abordare corespunzător multilaterală. Numai un studiu integrat, bazat pe valorificarea tuturor categoriilor de date geofizice și — în general — geonomice capabile de o contribuție la lămurirea acestei probleme, poate conduce la o soluție a ei cu șanse de a fi conformă cu realitatea.

Pentru teritoriul român, un asemenea studiu încă nu există. Mai mult, chiar informațiile existente în cele două domenii mai importante pentru cercetarea structurii scoarței terestre, seismologia și gravimetria, sînt lacunare, rudimentare și, dacă nu intrinsec și în întregime, cel puțin reciproc și în parte, contradictorii. Într-adevăr, pînă în prezent, cercetările seismologice și gravimetrice cu privire la structura scoarței terestre în România s-au efectuat într-un cadru conceptual suprasimplificator și pe baza unui material de observație calitativ și cantitativ nesatisfăcător, iar rezultatele lor se prezintă cu diferențe apreciabile de la un autor la altul în cazul seismologiei, pe cînd rezultatele de ordin gravimetric se caracterizează printr-o accentuată divergență față de cele seismologice.

În această situație apare ca necesară încercarea de a se explica — și, eventual, chiar rezolva — contradicția flagrantă dintre informațiile seismologice și cele gravimetrice privitoare la structura scoarței terestre pentru teritoriul României, ca o etapă preliminară a cercetării sistematice a problemei. Obiectul lucrării de față îl constituie tocmai prezentarea unei asemenea încercări. Ne propunem, anume, să facem o trecere succintă în revistă a datelor seismologice și gravimetrice de care dispunem la ora

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ. TOM. 5, NR. 2, P. 173–183 BUCUREȘTI, 1967

actuală în legătură cu structura scoarţei terestre pentru teritoriul român şi să le supunem apoi unei analize şi discuţii critice, în vederea conturării în termeni cît mai realişti a stării actuale a problemei. Este de aşteptat ca dintr-o asemenea examinare atentă a problemei să rezulte şi indicaţii privind perspectivele rezolvării ei şi chiar căile de urmat în acest scop.

REZULTATE SEISMOLOGICE

Studiul structurii scoarţei terestre în România cu ajutorul înregistrărilor undelor seismice provocate de cutremurele de pămînt de la curbura Carpaţilor a fost iniţiat pe baze cantitative de Gh. Demetrescu [1] şi continuat, în cadrul aceloraşi concepţii, de o serie de alţi cercetători, obţinîndu-se rezultatele prezentate sintetic de G. Petrescu şi C. Radu într-o lucrare la care trimitem atît pentru detalii privind aceste rezultate, cît şi pentru bibliografia corespunzătoare [2].

Informaţiile pe care le furnizează cercetările seismologice de pînă acum cu privire la structura scoarţei terestre în România sînt caracterizate prin valori relativ mari ale adîncimii suprafeţei Mohorovičić ($\sim$ 62 km la Bucureşti; $\sim$ 57 km la Cîmpulung-Muscel; $\sim$ 47 km la Iaşi; $\sim$ 72 km la Focşani), obţinute ca medii ale unor valori determinate izolat care în unele cazuri se abat mult de la medie (54 şi 76 km pentru Bucureşti sau 37 şi 56 km pentru Iaşi), alteori mai puţin (69 şi 75 km pentru Focşani). În toate cazurile pentru care s-au făcut determinări s-au obţinut date şi asupra grosimii stratului „sedimentar" ($\sim$ 4 km la Bucureşti; $\sim$ 3 km la Cîmpulung; $\sim$ 3 km la Bacău; $\sim$ 12 km la Focşani; $\sim$ 1 km la Iaşi). Indicaţii izolate au rezultat în cîteva cazuri şi pentru grosimea stratului „granitic" ($\sim$ 29 km la Bucureşti; $\sim$ 30 km la Cîmpulung) ori a celui „intermediar" sau „bazaltic" ($\sim$ 29 km la Bucureşti; $\sim$ 24 km la Cîmpulung). Informaţiile sînt, astfel, mai complete pentru Bucureşti şi Cîmpulung-Muscel, zone unde, pentru o adîncime practic aceeaşi a suprafeţei Conrad ($\sim$ 33 km), grosimile stratului intermediar şi deci adîncimile suprafeţei Mohorovičić sînt diferite (29 şi 24 km şi respectiv, 62 şi 57 km).

În legătură cu rezultatele seismologice privind structura scoarţei terestre în România se impun cîteva observaţii, chiar înainte de compararea lor cu datele gravimetrice. Mai întîi să considerăm problema grosimii stratului „sedimentar". Pe seismogramele cutremurelor adînci din Vrancea, înregistrate la staţiile seismice române, s-a observat — pe lîngă celelalte unde — un impuls care soseşte imediat după unda P şi care a fost interpretat ca reprezentînd o undă transversală rezultată din refracţia undei longitudinale la limita dintre stratele „granitic" şi „sedimentar". Întrucît contrastul de viteză dintre stratul granitic şi fundament este foarte mic această undă s-ar forma la limita dintre fundament şi stratul „sedimentar". Valorile obţinute pentru grosimea stratului sedimentar — ale căror medii s-au indicat mai sus — au rezultat din calculele efectuate tocmai pe baza acestei interpretări şi gradul lor de autenticitate nu poate fi mai ridicat decît acela al concepţiei care a servit la deducerea lor. De aceea, deşi există oarecare concordanţă între aceste valori şi rezul-

tatele la care conduc alte cercetări geofizice și considerații geologice, determinările seismologice de grosime a stratului „sedimentar" în regiunile diverselor stații ale rețelei seismografice române — cu excepția stației Focșani — trebuie considerate cu rezervă, ca fiind efectuate în cadrul unei ipoteze asupra naturii impulsului slab fundamentate teoretic.

Într-adevăr, un calcul simplu arată că grosimea stratului „sedimentar" este de același ordin de mărime (la București, Cîmpulung și Bacău) sau chiar mai mică (Iași) decît lungimea de undă a undelor seismice utilizate pentru determinarea ei. În asemenea condiții, refracția care are loc la baza stratului „sedimentar" este însoțită de modificări în spectrele de amplitudine și de fază ale undei transversale de schimb. Aceasta, împreună cu faptul că diferența dintre timpul de sosire a undei P și cel corespunzător impulsului considerat este de ordinul de mărime al unei perioade aparente a oscilației, sugerează posibilitatea ca acest impuls să reprezinte o fază mai intensă a undei P. În acest caz, concordanța semnalată mai sus între valorile la care conduce seismologia pentru grosimea stratului „sedimentar" în regiunile București, Cîmpulung, Bacău și Iași și rezultatele corespunzătoare obținute pe alte căi poate fi întîmplătoare.

Situația se prezintă diferit pentru regiunea din fața curburii Carpaților unde este situată stația Focșani. Valoarea de aproximativ 12 km, obținută aici pentru grosimea stratului „sedimentar" prezintă un grad mai ridicat de certitudine, dat fiind că această grosime este sensibil mai mare decît lungimea de undă a undelor seismice, impulsul seismic cu ajutorul căruia s-a făcut determinarea putînd astfel să corespundă undei transversale provenite din unda longitudinală refractată la limita dintre fundament și stratul „sedimentar".

O altă observație importantă pe care o sugerează datele seismologice asupra structurii scoarței terestre în România este aceea că, deși privesc numai cîteva puncte discrete ale teritoriului țării, ele reușesc să dea o imagine generală, ce-i drept schematică, dar orientativă, cu privire la această structură aproape pentru întreaga țară (cu excepția Transilvaniei și Dobrogii), dat fiind că punctele respective se situează în regiuni reprezentative. Astfel, datele seismologice indică valoarea cea mai mare a adîncimii suprafeței Mohorovičić în regiunea curburii Carpaților și valori mai mici în celelalte regiuni.

Este de subliniat faptul că aceste valori ale grosimii scoarței terestre se referă la puncte situate la cîteva zeci de kilometri de stațiile seismice respective, dat fiind că pentru majoritatea determinărilor s-au folosit înregistrări ale undelor provenite de la focarele din Vrancea. Mărimea distanțelor dintre punctele cărora le corespund grosimile determinate și stațiile respective depinde de distanța epicentrică și de adîncimea focarului de la care provin undele utilizate pentru determinare. Astfel, determinările de grosime a scoarței terestre bazate pe înregistrări efectuate la București ale undelor cutremurelor din Vrancea corespund unor puncte situate la aproximativ 40—60 km de București, în direcția stație-epicentru.

Cu rezerva pe care o impun, simultan, cadrul teoretic simplificator în care s-au făcut determinările, ca și calitatea și cantitatea date-

lor de observaţie utilizate, se poate spune că, fără a se putea garanta caracterul riguros cantitativ al adîncimilor suprafeţei Mohorovičić furnizate de cercetările seismologice, aceste cercetări pun în evidenţă cel puţin ca tendinţe generale variaţiile relative ale grosimii scoarţei terestre, elementul cel mai pregnant fiind îngroşarea mare, cu caracter destul de local, a scoarţei în zona curburii arcului carpatic.

REZULTATE GRAVIMETRICE

Iniţiativa valorificării datelor gravimetrice în scopul cercetării structurii scoarţei terestre în România revine lui M. Socolescu şi colaboratorilor săi. Fără a mai cita rezultatele anterioare, ne vom referi aici la lucrarea în care a fost prezentată imaginea discontinuităţii Mohorovičić pentru teritoriul român, aşa cum rezultă exclusiv din datele gravimetrice [3], lucrare în care sînt menţionate şi contribuţiile anterioare, directe şi indirecte, în acest domeniu.

Principala contribuţie pe care lucrarea pretinde a o aduce la studiul structurii scoarţei terestre în România ar fi tocmai relieful suprafeţei Mohorovičić pentru întreaga ţară, aşa cum este conturat de izobatele ei trasate la echidistanţa de 1 km limitări fiind recunoscute numai pentru valorile absolute ale adîncimilor nu şi pentru variaţii, care ar reprezenta „rezultate pozitive" ale lucrării.

Imaginea suprafeţei Mohorovičić obţinută gravimetric este în acord calitativ cu indicaţiile seismologice, punînd în evidenţă o îngroşare a scoarţei în zonele muntoase, cu valori maxime ale adîncimii suprafeţei Mohorovičić la cotul Carpaţilor, deşi nu chiar în regiunea Focşani. Datele gravimetrice existente pentru întregul teritoriu au permis obţinerea unei imagini generale, fără lacune pentru Transilvania şi Dobrogea, pentru care nu există indicaţii de ordin seismologic. Acordul calitativ dintre cele două categorii de informaţii nu este, însă, susţinut şi de unul cantitativ. Valorile „gravimetrice" ale grosimilor scoarţei terestre sînt mult mai mici decît cele seismologice : ~ 31 km faţă de 62 km la Bucureşti şi cam tot atît faţă de 72 km la Focşani, adică aproximativ jumătate sau chiar mai puţin de jumătate.

Ca o primă încercare în această direcţie, lucrarea citată prezintă, fără îndoială, interes. Aprecierea contribuţiei pe care o aduce ea nu se poate face însă fără examinarea fundamentării ei teoretice şi a gradului de certitudine al rezultatelor. Din acest punct de vedere trebuie subliniat caracterul schematic şi suprasimplificator al ipotezelor pe care se bazează calculele întreprinse.

Într-adevăr, admiterea unor contraste de densitate unice între stratele „granitic" şi „intermediar" şi între acestea şi masele subcrustale şi a unor grosimi constante „normale" ale acestor strate, precum şi presupunerea că ar exista un paralelism perfect între discontinuităţile Conrad şi Mohorovičić, reprezintă ipoteza pe care rezultatele din alte părţi nu le justifică [4], [5] şi a căror nepotrivire e indicată de însăşi inconsistenţa rezultatelor obţinute pe baza lor. Pe de altă parte, departe de a fi exclusiv gravimetrice — căci au fost furnizate de aplicarea unor

formule pentru a căror stabilire s-au utilizat date seismice — , rezultatele despre care este vorba au fost obținute prin extrapolarea valabilității pentru teritoriul român a unor date din alte regiuni ale globului și destinate unor cercetări vast regionale [6].

Evident, nici interpretările reliefului suprafației Mohorovičić nu pot avea un grad de autenticitate mai ridicat decît acela al datelor la care ele se referă. Rămîn totuși ca o contribuție interesantă a gravimetriei la studiul scoarței terestre în România imaginea calitativă a variațiilor de grosime a ei și continuitatea acestei imagini, spre deosebire de contribuția seismologiei care, prin însăși natura sa, nu poate fi decît discontinuă.

ANALIZA ȘI DISCUȚIA REZULTATELOR

Discordanța flagrantă dintre informațiile seismologice și gravimetrice privitoare la structura scoarței terestre privește grosimea scoarței, divergențele fiind de zeci de kilometri și mergînd de la simplu la dublu. Explicația acestei discordanțe între cele două categorii de date nu se poate găsi decît în caracterul suprasimplificator al cadrului teoretic în care s-au obținut datele respective (sau cel puțin unele dintre ele), calitatea și caracterul incomplet al datelor de observație neputînd conduce, singure, la contradicții de un asemenea ordin de mărime. Din punctul de vedere al fundamentării teoretice este în afară de orice îndoială că cercetările gravimetrice se prezintă mai dezavantajate, ca fiind nevoite să apeleze la simplificări excesive și la extrapolări puțin sigure.

În general determinările seismologice privind structura scoarței terestre pentru teritoriul României au fost efectuate pe baza unor înregistrări clare și folosind procedee bine fundamentate teoretic, iar poziția focarelor seismice din Vrancea oferă condiții bune de identificare a naturii undelor seismice înregistrate la stațiile rețelei române, imaginea înregistrării acestor unde fiind relativ puțin complicată la distanțele epicentrice ale stațiilor noastre. Pe de altă parte, undele observate pe seismogramele cutremurelor din Vrancea au traversat sigur stratele scoarței terestre, energia elastică eliberată de cutremurele utilizate pentru determinări de grosimi ale acestor strate fiind considerabil mai mare decît cea degajată în cele mai puternice explozii, iar vitezele de propagare a undelor luate în considerare sînt cunoscute cu o precizie care exclude posibilitatea ca ele să constituie surse de erori putînd să conducă la valori ale grosimii scoarței terestre mult prea mari față de cele reale. În fine, precizia calculului coordonatelor hipocentrelor este de un ordin de mărime care face imposibile erori în determinarea limitelor de separație depășind 5 km.

În această situație apare ca îndreptățită concluzia că valorile izolate determinate seismologic pentru discontinuități la limita inferioară sau în interiorul scoarței terestre în România corespund unor limite reale, îndoieli putîndu-se exprima cel mult în privința identificării lor (Conrad, Mohorovičić). O comparație a valorilor astfel obținute cu cele rezultate din cercetările gravimetrice nu pot duce în nici un caz la acordarea unei preferințe acestora de pe urmă.

Este cazul să menționăm aici că majoritatea rezultatelor seismologice privind structura scoarței terestre în România au fost obținute pe baza unor impulsuri secundare care se înregistrează pe seismogramele cutremurelor din Vrancea între fazele P și S. Astfel la București au fost observate trei asemenea impulsuri secundare : i_1, i_2 și i_3, care apar respectiv la aproximativ 6s, 9s și 13s după unda P, impulsul i_1 corespunzînd probabil undei transversale provenite din unda longitudinală în urma refracției la suprafața Conrad, impulsul i_2 putînd reprezenta tot o undă transversală rezultată printr-un mecanism asemănător, dar la suprafața Mohorovičić, iar impulsul i_3 indicînd sosirea unei unde longitudinale provenite din refracția undei transversale la discontinuitatea Mohorovičić. În ordinea sosirii lor, undele interesante pentru studiul structurii scoarței terestre ar putea fi deci notate :

$$P = ppp\,;\ i_1 = pps\,;\ i_2 = pss\,;\ i_3 = spp\,;\ S = sss.$$

Faptul că cele trei impulsuri dintre fazele P și S nu se înregistrează pentru toate cutremurele nu poate constitui un argument împotriva ipotezei emise asupra naturii lor. Aceste trei impulsuri apar de obicei în cazul cutremurelor puternice ($M > 4{,}5$), pentru cele slabe observîndu-se foarte rar faze intermediare între P și S. Acest fapt este explicabil întrucît undele P și S provenite de la cutremurele slabe nu sînt suficient de intense pentru ca prin refracție să dea naștere unor unde de schimb înregistrabile. Pe lîngă aceasta, apariția undelor de schimb este condiționată și de caracteristicile limitelor de separație în punctele de incidență a undelor și, cu toate că amplasamentul stației seismice este fix, punctul de incidență a undelor nu poate fi același, întrucît coordonatele hipocentrului, deși între limite restrînse, se schimbă de la un cutremur la altul. Se înțelege astfel de ce impulsurile secundare i_1, i_2 și i_3 sînt înregistrate la București numai la circa 20—25% din cutremurele vrîncene, în acest procentaj fiind cuprinse aproape toate cutremurele de magnitudini mai mari decît 4,5.

Apariția celor trei impulsuri este legată, în acest mod, de discontinuitățile dintre focar și suprafața terestră. Ele corespund undelor de schimb indicate, provenite prin simpla refracție pe aceste discontinuități, și nu pot reprezenta alte unde (reflectate, multiple de diverse tipuri etc.). Astfel, ele reprezintă elemente importante ale cadrului conceptual în care au fost obținute informațiile „seismologice" asupra structurii scoarței terestre în România și conferă acestora un grad rezonabil de autenticitate.

Incertitudini ale datelor seismologice sînt doar de atribuirea fenomenului de refracție unei limite de separație sau alteia. Astfel, este posibil ca unda de schimb $i_1 = pps$ să ia naștere pe suprafața M, iar celelalte două, $i_2 = pss$ și $i_3 = spp$, să fie legate de existența unei (sau unor) discontinuități în mantaua superioară. Această ipoteză este sugerată de faptul că impulsul i_1 reprezintă faza care se înregistrează cel mai clar și aproape pentru toate cutremurele vrîncene mai puternice (adică pentru 20—25% din cutremurele vrîncene), așa încît n-ar putea corespunde unei unde de schimb provenite de la o suprafață de discontinuitate puțin netă cum pare a fi suprafața Conrad, ci ar reprezenta înregistrarea undei de schimb de aceeași natură, dar corespunzătoare suprafeței Mohorovičić, cu caracter mult mai net de discontinuitate. De

de altă parte, este puțin probabil ca impulsurile i_2 (apărînd doar pe cel mult 10% din înregistrări) și i_3 (de apariție și mai rară, circa 4—5%) să fie legate de existența unei limite de discontinuitate relativ netă cum este suprafața Mohorovičić. Întrucît impulsurile de caracter mai sporadic i_2 și i_3 sosesc la timpi mai mari decît timpul de apariție a impulsului i_1, nu este exclus ca ele să corespundă unei (sau unor) limite de discontinuitate mai puțin nete situate sub suprafața Mohorovičić.

Evident, pentru obținerea unor informații cantitative asupra adîncimilor suprafețelor de discontinuitate ar fi necesară cunoașterea distribuției vitezelor de propagare în diversele strate pe care ele le separă. Adoptarea unor anumite valori pentru aceste viteze comportă riscuri mai mari în cadrul concepției discontinuităților de sub suprafața Mohorovočić decît în cazul admiterii refracției doar pe suprafețele Conrad și Mohorovičić. Un calcul foarte aproximativ efectuat pe baza provenienței impulsului i_1 de la suprafața Mohorovičić conduce la o adîncime de circa 40 km a acesteia pentru regiunea București, apropiind astfel valoarea „seismologică" de cea „gravimetrică". În mod analog, dacă impulsul i_2 are natura indicată mai înainte (*pss*) și corespunde unei discontinuități din mantaua superioară, iar impulsul i_3, de natură de asemenea indicată anterior (*spp*), provine de la aceeași discontinuitate, adîncimea acesteia ar fi — după un calcul tot foarte aproximativ — de circa 70—75 km.

O interpretare asemănătoare poate fi dată impulsului observat pe unele seismograme ale cutremurelor din Vrancea înregistrate la stația Cîmpulung, impuls interpretat inițial ca reprezentînd unda de schimb *pps* la suprafața Conrad. Nu este exclus ca acest impuls să corespundă — ca și impulsul de aceeași natură i_1 de la București suprafeței Mohorovičić. Un calcul aproximativ făcut în această ipoteză furnizează pentru adîncimea discontinuității Mohorovičić valoarea de circa 35—40 km.

În felul acesta, în cadrul noilor ipoteze emise cu privire la proveniența impulsurilor intermediare dintre *P* și *S* din înregistrările cutremurelor vrîncene obținute la București și Cîmpulung, se reduce mult discordanța dintre rezultatele seismologice și cele gravimetrice asupra structurii scoarței terestre.

Încercarea aceasta de a suprima sau, cel puțin, de a reduce divergențele dintre cele două categorii de informații prin reinterpretarea celor seismologice nu înseamnă de loc acordarea unui mai mare credit datelor gravimetrice; ea nu are decît semnificația încercării oricărei posibilități de explicare a dezacordului semnalat. De altfel, soluția astfel obținută pentru problema discordanței datelor privitoare la adîncimea suprafeței Mohorovičić în România prin micșorarea adîncimilor „seismologice" și apropierea lor pe această cale de cele „gravimetrice" nu este susținută de comparația situației de la curbura Carpaților cu cea din regiunea Hindu Kuș, comparație pe care o impun o serie întreagă de analogii între cele două zone. Aceste analogii privesc persistența focarelor, repartiția focarelor după linii de egală adîncime, mecanismul de producere a cutremurelor, starea de tensiuni în focare etc. Nu este exclus ca analogia să se mențină și în ceea ce privește grosimea scoarței terestre, problemă în care informațiile privitoare la regiunea Hindu Kuș indică de asemenea o îngroșare locală, adîncimea discontinuității Mohorovičić

atingînd o valoare de acelaşi ordin de mărime ca şi pentru Vrancea (~ 70 km).

Valorile „seismologice" ale grosimii scoarţei terestre în România sînt susţinute şi de un alt fapt. După cum se ştie, undele seismice provenite de la cutremurele cu focarele în Grecia şi Turcia se înregistrează la staţiile reţelei seismografice române cu întîrzieri de 10—15 s faţă de valorile furnizate de calculul efectuat în ipoteza unei grosimi a scoarţei de 33 km. Asemenea întîrzieri, maxime la Bucureşti şi minime la Iaşi, s-ar putea datora unei grosimi mai mari a scoarţei, care ar descreşte spre nord.

Alături de încercarea de reducere a discordanţelor dintre cele două categorii de rezultate privitoare la structura scoarţei terestre prin reinterpretarea informaţiilor seismologice, am urmat şi calea cealaltă, a reconsiderării informaţiilor gravimetrice. Acordînd datelor seismologice gradul de certitudine pe care li-l conferă cadrul teoretic de prelucrare şi precizia datelor iniţiale, le-am considerat ca un fel de „condiţii la limită" pe care trebuie să le satisfacă datele gravimetrice. Cu alte cuvinte, am adoptat drept sigure adîncimile determinate seismologic pentru regiunile staţiilor reţelei seismologice române şi am încercat să obţinem o formulă locală care să lege grosimea scoarţei terestre de anomaliile Bouguer în orice punct al teritoriului României, folosind ipotezele simplificatoare admise [3] şi forma relaţiei de dependenţă [6]. În ciuda unui volum imens de muncă, încercarea nu a reuşit.

Concluzia la care conduce acest eşec indică cu claritate că rezultatele gravimetrice privitoare la structura scoarţei terestre în România au fost obţinute nu numai într-un cadru teoretic suprasimplificat dar şi pe baza unei relaţii inaplicabile în acest caz, deşi valabilă pentru alte regiuni ale globului. Cum am amintit deja, autorii studiului gravimetric al structurii scoarţei terestre în România consideră că numai valorile relative ale adîncimilor suprafeţei Mohorovičić (cu alte cuvinte numai variaţiile lor) reprezintă rezultatele certe ale cercetărilor gravimetrice, valorile absolute ale adîncimilor trebuind să fie considerate doar ca avînd un caracter de informaţie generală [3]. Încercarea nereuşită de a tabili o formulă locală arată că chiar această pretenţie este nejustificată. Considerăm că este posibil ca numai valoarea medie pentru întregul teritoriu român a adîncimii discontinuităţii Mohorovičić furnizată de datele gravimetrice în cadrul folosit [3] să fie apropiată de valoarea medie reală, întrucît metoda de calcul admite de la început o valoare medie de 35 km. Acest mod de a proceda este evident arbitrar. Calea care ar fi trebuit urmată constă în a calcula anomaliile izostatice cu diverse valori ale grosimii medii a scoarţei terestre (35, 40, 45, 50 km) şi a alege pe baze statistice valoarea cea mai bună pentru zona cercetată [7]. Altfel, se introduc forţat elemente necorespunzătoare realităţii şi formula rezultată nu poate conduce la rezultate autentice.

De altfel însăşi formula folosită este valabilă doar la scara planetară şi nu este recomandabil să fie folosită, fără adaptări corespunzătoare, la scară locală. Abaterile punctelor „observate" de la curba medie trasată pe baza formulei adoptate sînt datorite nu numai erorilor făcute la determinarea pe cale seismică şi seismologică a valorilor grosimii scoarţei terestre care au fost folosite, ci şi erorilor care afec-

tează determinarea anomaliilor Bouguer corespunzătoare și a insuficientei luări în considerare a variațiilor locale a adîncimii suprafeței Mohorovičić [6]. Este clar, astfel, că formula stabilită de Demeniţkaia nu poate fi folosită pentru calcule de grosime a scoarței terestre în zone restrînse în care eventualele variații rapide ale adîncimii suprafeței Mohorovičić nu pot fi reflectate de această formulă. De altfel este lipsit de sens să se traseze izobate cu echidistanța de 1 km, cînd erorile ce se fac în determinări pe asemenea baze sînt mult mai mari, și să se sugereze astfel că formula folosită ar putea servi la cercetări cu caracter local. O echidistanță de 1 km pentru izobatele suprafeței Mohorovičić este justificată abia în cazul cînd determinările gravimetrice sînt asociate cu sondaje seismice, ambele de o densitate și o precizie ridicate [8].

O cauză sigură de erori în modalitatea de a deduce adîncimile „gravimetrice" ale suprafeței lui Mohorovičić este reprezentată de dubla ipoteză a constanței grosimii stratului intermediar și a constanței contrastelor de densitate. Sînt cunoscute multe cazuri cînd grosimea stratului „bazaltic" crește de la o regiune la alta, stratul „granitic" subțiindu-se sau rămînînd constant. Cum asemenea variații n-au fost luate în considerare în cazul studiului gravimetric al structurii scoarței terestre în România [3], eventuale schimbări de grosime prezentate de stratul bazaltic au putut conduce la valori aberante ale adîncimii suprafeței Mohorovičić. În această ordine de idei, este bine să menționăm că există indicații că în unele compartimente centrale ale Alpilor discontinuitatea Conrad este mai aproape de suprafață decît în cele marginale, cu alte cuvinte că această discontinuitate prezintă o „antirădăcină" acolo unde discontinuitatea Mohorovičić prezintă o „rădăcină", apărînd deci o îngroșare a stratului „bazaltic" sub munți [4]. Indicații în același sens — creșterea grosimii stratului intermediar și subțierea stratului „granitic" — furnizează și cercetările seismologice pentru zona de curbură a Carpaților.

În fine, ipoteza că stratele care intră în alcătuirea scoarței terestre, precum și masele subcrustale, au densități constante (stratul granitic : 2,67 g/cm^3; stratul bazaltic : 2,97 g/cm^3; mantaua superioară : 3,27 g/cm^3) reprezintă evident simplificări exagerate care nu sînt compatibile cu realitatea. Eterogenitățile locale de densitate care sigur există în aceste strate nu sînt luate în considerare în formula utilizată pentru determinarea gravimetrică a adîncimii suprafeței Mohorovičić și ca atare această formulă nu poate aspira să se aplice cu șanse de a conduce la rezultate corecte în cercetări cu caracter local. Un exemplu elocvent în această privință îl constituie cazul regiunii Ivrea din Alpi, unde o îngroșare relativă a scoarței, studiată în detaliu prin sondaje seismice de mare precizie, corespunde unui puternic maxim gravimetric și nu unui minim, așa cum ar fi indicat o formulă bazată pe ipoteza constanței contrastelor de densitate [9]. Maximul gravimetric este provocat în acest caz de prezența în scoarța terestră a unui corp perturbant de densitate mai mare (de asemenea și cu o mai mare viteză de propagare a undelor seismice), limitat la partea superioară de așa-numita „suprafață de Ivrea", situată la o adîncime medie de 20 km. Dacă în acest caz s-ar fi aplicat formula dată de Demeniţkaia, s-ar fi obținut o adîncime a suprafeței Mohorovičić de circa 20 km, cînd în realitate această

suprafață se află la peste 40 km. Alte exemple de acest fel sînt furnizate de batolitele din California, unde efectele eterogenităților de densitate se complică cu efectele anomaliilor distribuției de temperatură, ambele manifestîndu-se atît în propagarea undelor seismice, cît și în anomaliile gravimetrice [10]. În ceea ce privește eterogenitățile mantalei superioare, ele au fost puse în evidență în repetate rînduri pe cale seismologică și se manifestă clar și în distribuția densității [11]. Că asemenea eterogenități sînt prezente și în zona Vrancea rezultă cu evidență din cercetările mecanismului cutremurelor cu focarele din această zonă, zona nodală a curburii Carpaților manifestîndu-se atît seismotectonic, cît și gravimetric [12].

Se impune astfel cu stringență concluzia că discordanța dintre rezultatele seismologice și gravimetrice privitoare la structura scoarței terestre în România își are originea în caracterul inadecvat al deducerii celor de pe urmă, în cadrul unor simplificări excesive ale cadrului conceptual și prin adoptarea, fără adaptare la condițiile locale, a unei formule valabile doar la scară planetară. Apare evident că perspectivele rezolvării problemei structurii scoarței terestre pentru teritoriul României nu pot fi deschise — ca pentru orice alte regiuni ale globului — decît de integrarea datelor seismologice și gravimetrice într-un ansamblu coerent, în care primele să aducă elementul preponderent cantitativ al determinărilor de valori absolute ale adîncimilor în puncte discrete, iar cele din categoria a doua să furnizeze elementul preponderent calitativ al variațiilor continue ale adîncimilor între punctele determinate seismologic. Aceasta este, de altfel, și calea recomandată pe plan internațional [13]. Integrarea aceasta urmează să fie apoi desăvîrșită de luarea în considerare și a altor date geofizice, ca acelea furnizate de geomagnetism, de sondaje magnetotelurice sau de determinări de flux termic.

OBSERVAȚII FINALE

Din cele spuse rezultă stadiul actual nesatisfăcător al problemei studiului structurii scoarței terestre în România, stadiu caracterizat prin grave divergențe între informațiile seismologice și cele gravimetrice. Examinarea atentă a cauzelor posibile ale acestor divergențe arată că, deși nu este exclusă necesitatea unei reinterpretări a informațiilor seismologice, perspectiva rezolvării divergențelor menționate este oferită în special de reconsiderarea informațiilor gravimetrice într-un cadru mai puțin simplificator și pe baza luării în considerare a condițiilor locale. Integrarea celor două categorii de date poate asigura obținerea unei imagini adecvate, la care seismologia și sondajele seismice să contribuie cu indicațiile cantitative privitoare la adîncimi și căreia gravimetria (și alte discipline geofizice) să-i furnizeze elementele complementare ale variațiilor continue ale reliefului suprafețelor de discontinuitate. Rolul sondajelor seismice de adîncime în obținerea acestor imagini este de primă importanță pentru stabilirea principalelor repere între care mijloacele gravimetrice să permită apoi interpolarea.

Primit la redacție la 15 iunie 1967.

BIBLIOGRAFIE

1. Gh. Demetrescu, *Cutremurul de la 18 mai 1943 din Munții Vrancei — Date provizorii asupra scoarței terestre în regiunea București.* Bul. Șt. Acad. R.P.R., Secția șt. mat. fiz., *5*, 327—336 (1953).
2. Г. Петреску, К. Раду, Строение земной коры в Румынской Народной Республике по геофизическим данным. Veröff. Inst. Bodendyn. Erdbeben forsch. Jena, 77, 99—106 (1964).
3. M. Socolescu, D. Popovici, M. Visarion, V. Roșca, *Structure of the Earth's Crust in Romania as Based on the Gravimetric Data.* Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., série géophys., **8**, 3—11 (1964).
4. H. Closs, *Results of Explosion Seismic Studies in the Alps and in the German Federa Republic.* The Upper Mantle Symposium 1964 New Delhi, p. 94—102, Copenhagen, 1965.
5. G. P. Woollard, *Crustal Structure from Gravity and Seismic Measurements.* J. Geophys. Res., **64**, 1521—1544 (1959).
6. Р.М. Деменицкая, Планетарные структуры земной коры и их отображение в аномалиях Bouguer. Советская Геология, **8**, 27—36 (1958).
7. L. C. Pakiser, *Structure of the Crust and Upper Mantle in the Western United States.* J. Geophys. Res., **68**, 5747—5756 (1963). (Comments and Reply. J. Geophys. Res., **69**, 2161—2162, 1964).
8. *The German Research Group for Explosion Seismology : Crustal Structure in Western Germany.* Z.f. Geophys., **30**, 209—234 (1964).
9. H. Closs, Y. Labrousse (Réd), *Recherches séismologiques dans les Alpes Occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960.* Centre National de la Recherche Scientifique, 1963, p. 150 sq; 218 sq.
10. Frank Press, Shawn Biehler, *Inferences on Crustal Velocities and Densities from P Wave Delays and Gravity Anomalies*, J. Geophys. Res., **69**, 2979—2995 (1964).
11. А. Г. Гаинанов, Плотностная неоднородность верхней мантии. Изд. Акад. наук СССР, Физ. Земли, **10**, 30—39 (1966).
12. Liviu Constantinescu, D. Enescu, *Fault-Plane Solutions for Some Romanian Earthquakes and Their Seismotectonic Implications.* J. Gepophys. Res., **69**, *4*, 667—674, 1964.
13. * * * *International Relief Map of the Mohorovičić Discontinuity.* IUGG Chronicle, **68**, 106—109 (1967).

PRIMELE ÎNCERCĂRI DE EVALUARE A GROSIMII SCOARȚEI TERESTRE ÎN ROMÂNIA PRIN SONDAJE SEISMICE PUNCTUALE. CONSIDERAȚII ASUPRA STRUCTURII MANTALEI SUPERIOARE

DE

D. ENESCU [1]), I. CORNEA [2]) și P. CONSTANTINESCU [2])

INTRODUCERE

Structura scoarței terestre este una dintre problemele cele mai importante ale geofizicienilor și geologilor de pe întreg globul, întrucît informațiile cu privire la constituția crustei Pămîntului sînt în măsură să contribuie în mod esențial la rezolvarea unor probleme geologice majore, dintre care amintim : cauzele orogenezei și epirogenezei, cauzele plutonismului și vulcanismului, cauzele și prognoza cutremurelor de pămînt și metalogeneza. Datele cu privire la constituția scoarței terestre au de asemenea importante implicații economice imediate, întrucît ele servesc la formularea unei prognoze geologice științifice, bazată pe legi de distribuție a substanțelor minerale utile, stabilite prin generalizarea corelațiilor dintre procesele geologice de adîncime și fenomenele tectonice și magmatice [1].

Primele cercetări geofizice asupra structurii scoarței terestre în România au fost efectuate pe cale seismologică de către acad. G. Demetrescu și G. Petrescu în lucrarea [2]. Numeroasele cercetări seismologice efectuate ulterior în această problemă (de exemplu cele din [3], [4]) au fost sintetizate în lucrarea [5], iar în [6] sînt prezentate rezultatele obținute pe bază de date gravimetrice asupra constituției scoarței terestre în țara noastră. Ipotezele prea simplificatoare care au stat la baza determinărilor seismologice, dar mai ales cele de la baza celor gravimetrice, au condus la necesitatea unei analize critice a ambelor categorii de rezultate, în scopul elucidării divergențelor existente între acestea și pentru stabilirea căilor de urmat în viitor [7].

[1]) Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu, nr. 21.
[2]) Institutul de geofizică aplicată București, Șos. Kiseleff, nr. 55.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR. SERIA GEOFIZ., TOM. 5, NR. 2, P. 185–197, BUCUREȘTI, 1967

Întrucît s-a dovedit că cele mai sigure informaţii asupra structurii scoarţei terestre sînt cele obţinute prin utilizarea metodei seismometrice, s-a început şi în ţara noastră în anul 1966 un studiu folosind această metodă într-una din variantele ei — sondajul seismic punctual.

În lucrarea de faţă prezentăm rezultatele la care s-a ajuns în urma cercetărilor efectuate în anul 1966 în problema structurii scoarţei, cînd s-a urmărit obţinerea unor prime informaţii asupra adîncimii discontinuităţii Mohorovičić în nord-vestul teritoriului României. Pentru aceasta s-au executat nouă sondaje seismice punctuale în zona Jibou-Baia Mare, înregistrîndu-se undele seismice produse de exploziile efectuate de către geofizicienii sovietici şi maghiari în vederea cercetărilor seismice întreprinse în comun, pe profilul internaţional III (Dolino-Beregova-Debrecen-Szeged, fig. 1).

Cea mai puternică explozie (4,2 tone exploziv) înregistrată de staţiile noastre în timpul acestei activităţi a avut loc în U. R. S. S. la 3 noiembrie 1966, cînd la înregistrare au mai participat patru staţii seismice ale Întreprinderii de prospecţiuni geologice şi geofizice din cadrul Ministerului Industriei Petrolului şi trei staţii ale Întreprinderii geologice de prospecţiuni din cadrul Comitetului de Stat al Geologiei.

METODICA DE TEREN

Undele seismice au fost generate prin explozii produse cu dinamită sau pulbere de artilerie, în găuri de sondă a căror adîncime a fost de 15—25 m. Încărcăturile maxime au fost de 1 500 kg (exceptînd explozia din 3 noiembrie), iar încărcătura dintr-o gaură de sondă nu a depăşit 50 kg. S-au folosit deci grupări de explozii, sondele fiind fixate de obicei în nodurile unei reţele pătratice cu latura de 10—20 m.

Pentru recepţionarea undelor s-au folosit geofoni electrodinamici, cu frecvenţă proprie de 10 Hz, cîte patru pe fiecare canal, legaţi în serie şi grupaţi „în cuib". Înregistrările Institutului de geofizică aplicată au fost efectuate cu ajutorul unei staţii seismice tip *SS*—30/60 *KMPV*. Întrucît frecvenţa predominantă a undelor utile a fost de circa 10 Hz, s-a dovedit potrivită folosirea filtrului care asigură trecerea frecvenţelor cuprinse în intervalul 5—13 Hz.

Dispozitivele de înregistrare folosite au fost rectilinii şi în formă de „L" (fig. 1), cu orientări adaptate condiţiilor de teren locale. Distanţa dintre geofoni pentru cele nouă sondaje seismice din zona Jibou-Baia Mare a fost de 20 m, asigurînd o lungime totală a dispozitivului de înregistrare de 1 180 m. La stabilirea poziţiei dispozitivelor de observaţie s-a urmărit ca distanţa pînă la punctele de explozie cele mai apropiate să fie de ordinul distanţei critice (distanţa la care încep să fie înregistrate undele frontale de la suprafaţa Mohorovičić). Această apreciere s-a făcut pe baza unui calcul cu totul aproximativ, nefiind necesar un grad mare de precizie.

Comunicaţiile dintre staţia de înregistrare şi punctele de explozie, precum şi marcarea momentului exploziei, au fost realizate cu ajutorul legăturii radio în domeniul undelor scurte. Înregistrările erau precedate

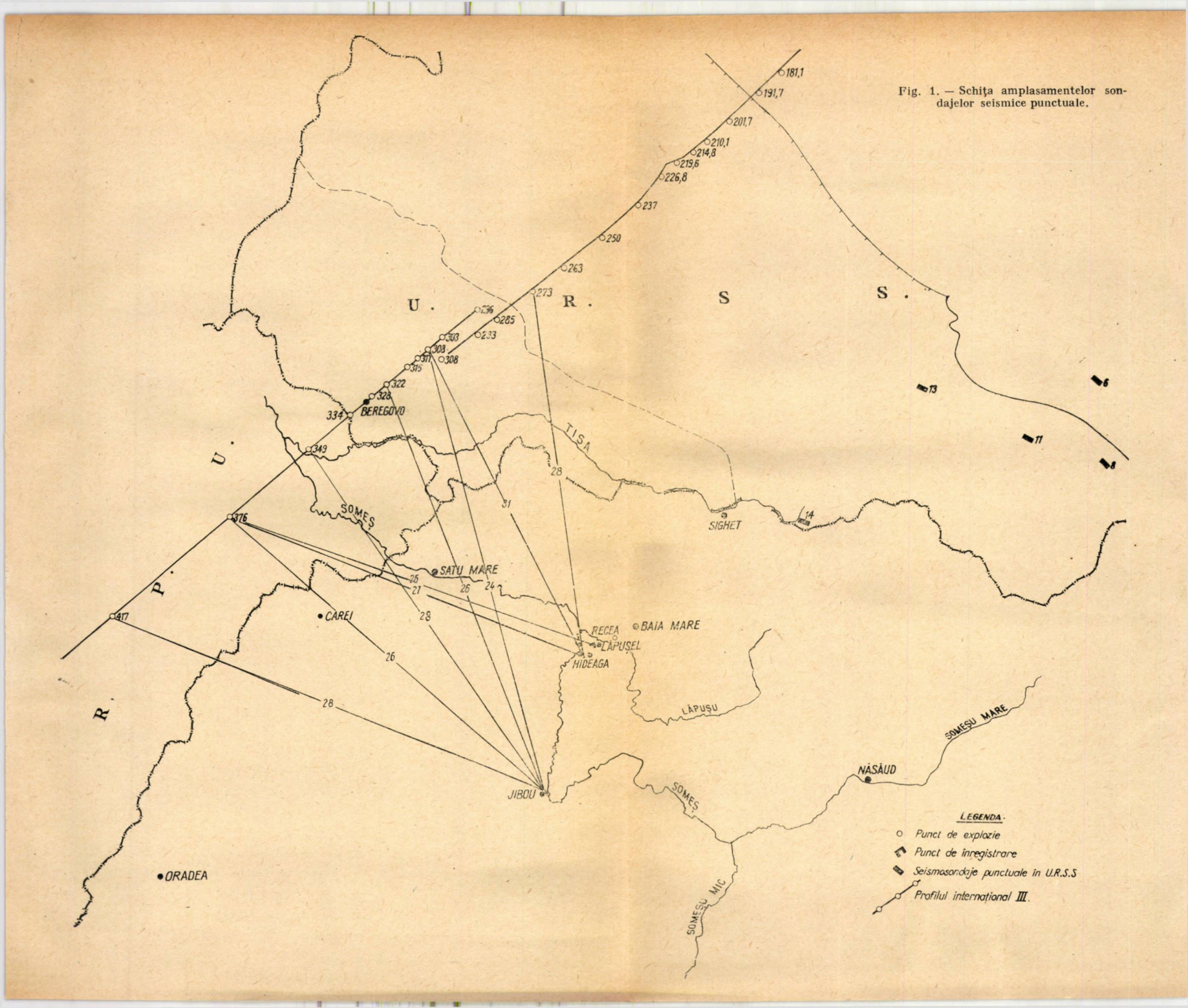


Fig. 1. — Schița amplasamentelor sondajelor seismice punctuale.

de numeroase probe de transmitere a semnalelor de timp, în vederea stabilirii unei recepții optime.

Pentru realizarea înregistrării exploziei din 3 noiembrie 1966, înregistare reușită numai în două zone situate în apropierea localităților Pogăceaua (dispozitiv de înregistrare de 5,5 km) și Căpușul Mic, s-au folosit semnalele de oră exactă emise de stația Kossuth-Budapesta. Această stație a fost aleasă în urma unor experimentări, cu care ocazie s-a stabilit că în toate punctele în care urmau să se efectueze explozia și înregistrările semnalele ei erau recepționate în bune condițiuni.

MATERIALUL DE OBSERVAȚIE

În urma înregistrărilor făcute au fost obținute 26 de seismograme, dintre care numai o parte posedă marcarea certă a momentului de explozie. Seismogramele pe care nu s-a putut stabili cu certitudine momentul exploziei au fost totuși utilizate în scopul studierii caracteristicilor dinamice ale undelor înregistrate. Pe seismogramele cu moment de explozie bine marcat s-au putut identifica unde cu timpi de sosire care au variat între 17 și 22 s (33,5—40 s în cazul înregistrărilor din 3 noiembrie). În prime sosiri este înregistrată o undă cu slabă intensitate, după care la circa 0,5 s sosește o altă undă, cu amplitudini mai mari decît toate celelalte oscilații de pe seismograme. După această undă cu o intensitate relativ mare, identificarea unor unde cu caractere distincte devine mai dificilă, întrucît oscilațiile au un caracter mai neregulat și mai interferat. Pe unele seismograme se pot identifica o serie de impulsuri relativ intense, pînă la timpi de ordinul a 25 s.

Din examinarea înregistrărilor reiese că este posibilă o corelație discretă a cîtorva unde pe baza caracteristicilor lor dinamice și cinematice. Pentru exemplificare prezentăm fotocopii după seismograme mai reprezentative care ilustrează caracterul dinamic al înregistrărilor (fig. 2).

Pentru evidențierea particularităților înregistrărilor din 3 noiembrie 1966 reproducem în figura 3, fotocopii după două din seismogramele obținute. În urma corelării undelor și citirii timpilor de sosire a acestora, s-au întocmit hodografii reprezentați în figura 4. În figura 4 sînt prezentate de asemenea valorile relative ale amplitudinilor, vitezele aparente și perioadele aparente (predominante) ale undelor, pentru a se evidenția variația lor cu timpul și distanța. Din figurile 3 și 4 se remarcă uniformitatea valorilor de frecvență, o scădere sistematică a vitezelor aparente și faptul că, dintre undele corelate, mai intense sînt cele notate cu P_5, P_6 și P_7.

NATURA UNDELOR ÎNREGISTRATE

Stabilirea naturii undelor înregistrate în cazul sondajului seismic punctual este de multe ori foarte dificilă din cauza numărului redus de date ce se obțin prin această metodă. Pe măsură ce s-a acumulat un material de observație vast în diferite condiții seismogeologice, a fost

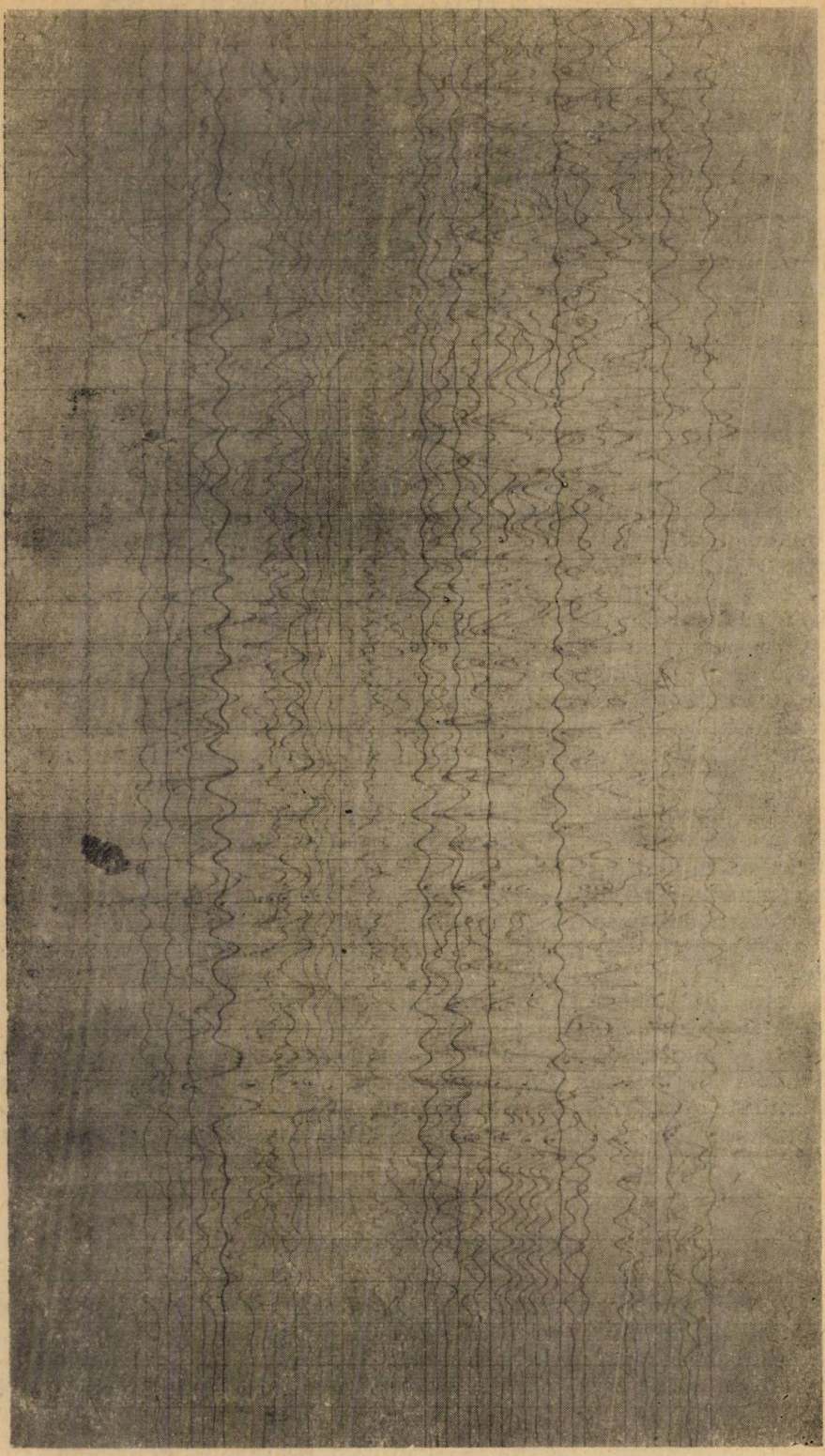


Fig. 2a

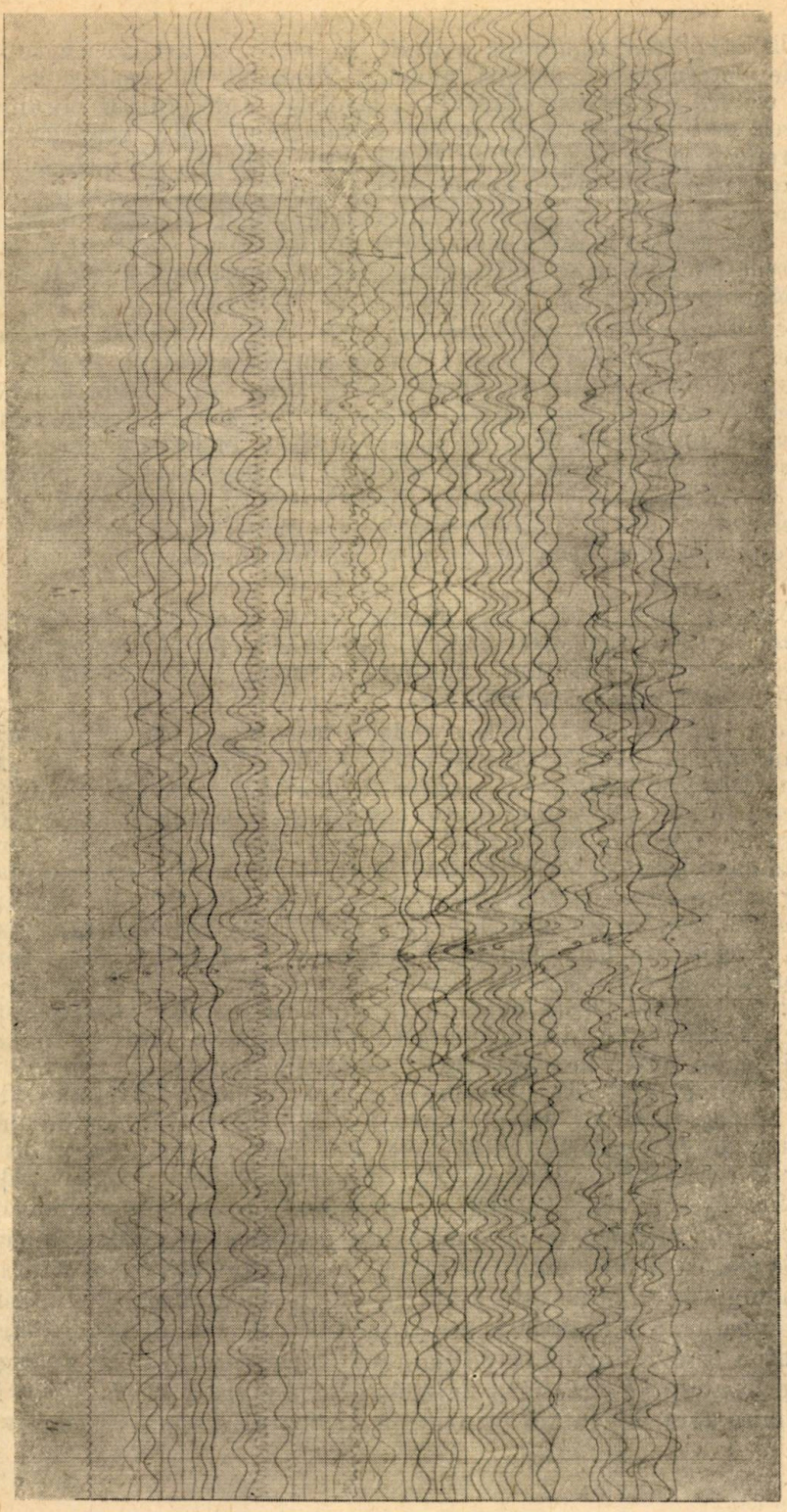


Fig. 2 b

posibilă stabilirea anumitor criterii în stare să asigure cu suficientă precizie determinarea naturii undelor. Probabil, cel mai sigur dintre aceste criterii îl constituie faptul că, la distanţe de ordinul distanţei critice, cea mai intensă undă de pe seismogramă este reprezentată de unda reflectată de la suprafaţa Mohorovičić [8], [9], [10], [11], [12]. Pe baza acestui criteriu şi din examinarea comparativă a înregistrărilor obţinute la noi şi în R. P. Ungară, sîntem îndreptăţiţi să presupunem că impulsul care soseşte la circa 0,5 s după primele sosiri şi a cărui intensitate este predominantă pe seismograme reprezintă unda reflectată de la suprafaţa Mohorovičić.

Rezultatele recent publicate [8], [9], [10] cu privire la structura scoarţei terestre în Ungaria şi Ucraina pun în evidenţă, printre altele, existenţa a două limite de separaţie în zona de trecere de la baza scoarţei la mantaua superioară. Luînd în considerare aceste rezultate, impulsurile înregistrate în prime sosiri (cu 0,5 s înaintea undei reflectate) ar reprezenta unda reflectată pe o limită de separaţie mai puţin netă, aflată în vecinătatea de deasupra discontinuităţii Mohorovičić. Pe baza calculelor efectuate de noi se poate presupune că aceste prime sosiri ar corespunde mai degrabă undelor frontale formate pe limita Mohorovičić.

Asupra oscilaţiilor relativ intense care se observă pe cîteva seismograme la timpi mai mari (pînă la 24—25 s) se poate face presupunerea că ele reprezintă diverse unde multiple sau unde legate de unele discontinuităţi din mantaua superioară.

În ceea ce priveşte natura undelor înregistrate cu ocazia exploziei din 3 noiembrie 1966, formularea unei soluţii certe este mult mai greu de realizat. Distanţa sursă — dispozitiv de înregistrare a fost în acest caz de circa 210 km, adică cu cel puţin 100 km mai mare decît cea critică. La distanţe de acest ordin tabloul de unde este mai puţin cunoscut datorită complexităţii lui şi faptului că în ultima vreme s-a renunţat din motive economice şi metodologice la practica înregistrărilor la distanţe mai mari de 150 km. Se ştie însă [13], [14], [15], [16] că la asemenea distanţe undele înregistrate în prime sosiri corespund undelor frontale formate pe suprafaţa Mohorovičić. Acestea sînt caracterizate de asemenea de o intensitate scăzută. Predominante ca intensitate sînt şi în acest caz undele reflectate pe discontinuitatea Mohorovičić. Bazaţi pe aceste cunoştinţe, se poate face ipoteza că oscilaţiile notate cu P_1, P_2, P_3 şi probabil şi P_4 (fig. 4) aparţin grupului undelor frontale de la limita Mohorovičić, iar cele notate cu P_5, P_6, P_7 şi P_8 grupului undelor reflectate de la aceeaşi limită. Cele mai clare faze pentru unda frontală ar fi reprezentate de P_1 şi P_3, iar pentru undele reflectate, de P_7. Oscilaţiile P_9, P_{10}, P_{11}, P_{12} (fig. 4) corespund probabil unor unde reflectate sau frontale, legate de limite din interiorul mantalei superioare.

Se ştie că pentru limite orizontale (sau puţin înclinate) viteza aparentă a undelor frontale este egală cu viteza de propagare a undelor în partea superioară a stratului refractator. Întrucît în cazul nostru "stratul" refractator este reprezentat de mantaua superioară, viteza aparentă a undelor frontale (P_1, P_2, P_3) ar trebui să fie egală cu 8,1—8,2 km/s, dacă limita este orizontală (sau puţin înclinată) şi dacă dispozitivul de

observaţie este longitudinal. Dispozitivul de înregistrare folosit nu este însă longitudinal. Diferenţa dintre azimutul dispozitivului şi al direcţiei sursă-dispozitiv de înregistrare fiind egală cu aproximativ 15°, viteza aparentă ar urma să aibă o valoare de circa 8,4—8,5 km/s. Undele P_1 P_2 şi P_3 au într-adevăr o viteză aparentă de 8,5 km/s, dar numai în prima parte a hodografului (fig. 4), întrucît această viteză descreşte cu distanţa. Pentru explicarea acestei descreşteri s-ar putea presupune existenţa unui relief al limitei refractatoare respective. Se observă însă că scăderea vitezei aparente cu distanţa se regăseşte la toate undele înregistrate. Se ştie că, datorită formei hiperbolice a hodografului undelor reflectate, viteza aparentă a acestora descreşte cu distanţa. Luînd în considerare această particularitate a hodografului undelor reflectate fără să facem un calcul pe modele, am putea ajunge la concluzia falsă că toate undele prezentate în figura 4 sînt unde reflectate. În realitate, la o asemenea distanţă de sursă (210 km) o descreştere a vitezei aparente de circa 1 500—2 000 m/s (vezi fig. 4) pe un interval de numai 5,5 km (lungimea acestui dispozitiv este de 5,5 km), nu poate fi explicată numai prin forma hiperbolică a hodografului. Pentru a preciza acest lucru am calculat un hodograf teoretic pentru o limită reflectatoare orizontală situată la 35 km adîncime, cu o viteză medie în stratul acoperitor de 6 000 m/s. Am calculat viteza aparentă la distanţele 210 şi 215 km şi am obţinut o diferenţă de numai 200 m/s, adică de circa zece ori mai mică decît cea observată pe hodografii din figura 4. De aceea cea mai plauzibilă explicare a descreşterii pronunţate a vitezei aparente poate fi dată de existenţa unui relief al fundamentului cristalin care ar condiţiona o îngroşare (pe acea distanţă de 5,5 km pe care au fost înregistrate undele) a cuverturii sedimentare de la nord-vest spre sud-est, îngroşare ce poate produce deformări ale hodografilor undelor analizate, influenţînd puternic viteza lor aparentă.

Prin urmare, corelînd datele din lucrări anterioare cu cele care privesc succesiunea şi timpii de sosire a undelor, precum şi caracterele de amplitudine ale acestora, considerăm că sînt justificate ipotezele făcute mai sus asupra naturii undelor înregistrate.

DETERMINAREA ADÎNCIMILOR CU AJUTORUL UNDELOR REFLECTATE

Pentru calculul adîncimilor suprafeţei Mohorovičić pe baza undelor reflectate am folosit formula care rezultă din ecuaţia hodografului acestor unde în cazul limitei reflectatoare orizontale, acoperită de un mediu omogen, caracterizat de o viteză medie V_m. Formula este foarte simplă şi are următoarea formă:

$$h = \frac{1}{2}\sqrt{V_m^2 t^2 - x^2}. \qquad (1)$$

Înclinarea limitei nu a putut fi luată în considerare datorită lipsei oricărei indicaţii în legătură cu aceasta. De altfel erorile pe care le atrage această simplificare sînt mai puţin importante decît cele datorate altor surse.

Viteza medie pînă la limita reflectatoare reprezentată de suprafața Mohorovičić a fost stabilită prin extrapolarea informațiilor pe care ni le oferă studiile din regiunile relativ învecinate (Bazinul Panonic și vestul Ucrainei). Calculul de viteze prin metodele analitice cunoscute nu a fost posibil din cauza numărului insuficient de observații.

Conform datelor referitoare la Bazinul Panonic și vestul Ucrainei [1], [8], [11] și informațiilor primite direct de la specialiștii maghiari, se poate considera că în zona cercetată viteza medie variază între limitele 6 000—6 200 m/s. Pentru sondajele seismice ale căror puncte de reflexie se situează în domeniul depresiunii Panonice este justificat să utilizăm aceeași viteză pe care specialiștii maghiari au folosit-o în zona localității Debrecen, situată la circa 50 km nord-vest de Oradea, adică 6 000—6 050 m/s. Înspre nord, cercetările geofizicienilor sovietici au pus în evidență o scoarță cu o grosime mai mare și caracterizată prin viteze mai mari. În consecință, pentru sondajele situate în zona nord-vestică am folosit viteze de 6 100—6 150 m/s. Desigur, această extrapolare poate fi ușor supusă erorilor de ordinul a ± 100 m/s.

Distanțele dintre punctele de explozie și cele de recepție au fost calculate folosind coordonatele acestor puncte în sistemul Gauss. Coordonatele punctelor de explozie ne-au fost comunicate de către specialiștii maghiari și sovietici.

Mărimile care au fost incluse în calculele noastre și rezultatele acestora sînt prezentate în tabelul 1 (punctele 1—9).

Tabela 1

Nr. crt.	Punct de explozie	Dispozitiv de înregistrare	t (s)	x (km)	V_m (m/s)	h(km)
1	308	Jibou	20,7	118	6 150	21
2	322	„	21,9	116	6 050	26
3	349	„	20,2	108	6 000	28
4	376	„	19,8	108	6 000	26
5	417	„	21,7	117	6 000	28
6	273	Colțirea	18,7	101	6 150	28
7	303	„	18,0	88,5	6 050	31
8	376	„	18,6	97	6 000	27
9	376	Lăpușel	18,8	101	6 000	26
10	U.R.S.S. (3.XI.1966)	Pogăceaua	35,3	210	6 200	30

Întrucît limita reflectatoare (suprafața Mohorovičić) a fost considerată orizontală, adîncimile h calculate (tabela 1) au fost raportate la jumătatea distanței dintre punctele de explozie și cele de înregistrare (fig. 1).

S-a încercat de asemenea un calcul de adîncime pe baza înregistrărilor realizate cu ocazia exploziei din 3 noiembrie. În acest caz, dificultatea determinării timpului de sosire a undei și adoptării vitezei medii a fost mai mare. Considerînd $t = 35{,}3$ s și $V_m = 6\,200$ m/s pentru înregistrarea din vecinătatea comunei Pogăceaua, am obținut prin calcul o adîncime a suprafeței Mohorovičić de 30 km (tabela 1, punctul 10).

DETERMINAREA ADÎNCIMILOR CU AJUTORUL UNDELOR REFRACTATE

Undele înregistrate în prime sosiri pe seismogramele obținute au fost interpretate mai sus ca reprezentînd fie unde reflectate de la o limită aflată în vecinătatea de deasupra discontinuității Mohorovičić fie unde refractate (frontale) formate pe suprafața Mohorovičić. Admițînd cea de-a doua ipoteză, am efectuat calculul adîncimilor folosind formula ce rezultă din hodograful undei refractate pe o limită orizontală, acoperită de un mediu omogen caracterizat de o viteză medie V_m. Se știe că această formulă are forma următoare:

$$h = \frac{V_m}{2 \cos i_0} \left(t - \frac{x \sin i_0}{V_m} \right), \tag{2}$$

în care t este timpul de sosire a undei la receptorul amplasat la distanța x de punctul de explozie, iar i_0 este unghiul critic dat de relația

$$\sin i_0 = \frac{V_m}{V_l}.$$

Cu V_l s-a notat viteza de limită, adică viteza de propagare a undelor în partea superioară a stratului refractator, reprezentat în cazul nostru de mantaua superioară.

Luînd în considerare valorile vitezelor medii prezentate în tabela 1 și adoptînd (pe baza unui număr foarte mare de determinări făcute de diferiți autori) pentru viteza de limită valoarea 8,15 km/s, am efectuat calculul adîncimilor suprafeței Mohorovičić, folosind formula (2). Rezultatele calculului sînt prezentate în tabela 2.

Tabela 2

Nr. crt.	Punct de explozie	Dispozitiv de înregistrare	t (s)	h (km)
1	308	Jibou	20,1	26
2	322	„	20,4	28
3	349	„	19,6	28
4	376	„	19,3	26
5	417	„	21,0	34
6	273	Colțîrea	18,3	28
7	308	„	17,6	31
8	376	„	18,1	27
9	376	Lăpușel	18,3	26
10	U.R.S.S. (3.XI.1966)	Pogăceaua	33,6	36

Din compararea rezultatelor prezentate în tabelele 1 și 2 se observă o bună concordanță între valorile adîncimii h a suprafeței Mohorovičić, calculate cu ajutorul undelor reflectate și refractate. Cea mai mare diferență (6 km) este dată de valorile adîncimii h calculate pe baza înregistrărilor exploziei din 3 noiembrie 1966.

Aceste valori, a căror certitudine este totuși îndoielnică, concordă cu valoarea medie stabilită pentru zonele continentale într-un recent studiu statistic [17].

CONSIDERAȚII ASUPRA STRUCTURII MANTALEI SUPERIOARE ÎN ZONA CERCETATĂ

La stabilirea naturii undelor înregistrate cu ocazia efectuării sondajului seismic din vecinătatea comunei Pogăceaua (explozia din 3.XI. 1966), am presupus că oscilațiile P_9, P_{10}, P_{11} și P_{12} (fig. 4) corespund unor unde reflectate sau frontale, legate de limite din interiorul mantalei superioare.

S-a arătat mai sus că undele frontale formate pe suprafața Mohorovičić sînt slab înregistrate pe seismograme, fiind mult mai puțin intense decît undele reflectate pe această limită. De aceea putem presupune că undele frontale ce ar sosi de la o limită mai adîncă decît suprafața Mohorovičić sînt prea puțin intense ca să poată fi înregistrate clar pe seismograme. Această presupunere este justificată și de faptul că identificarea unor asemenea unde frontale de slabă intensitate pe un fond de oscilații existent (întrucît ele s-ar înregistra în sosiri ulterioare) este foarte puțin posibilă sau chiar imposibilă. Nu același lucru se poate spune despre undele frontale de la suprafața Mohorovičić care se înregistrează, în cazul nostru, în prime sosiri.

Prin urmare, ar fi mai justificată presupunerea că oscilațiile notate cu P_9, P_{10}, P_{11}, și P_{12} (fig. 4) corespund unor unde reflectate, legate de limite din interiorul mantalei superioare.

Din figura 4 se observă că dintre aceste oscilații (P_9, P_{10}, P_{11}, P_{12}), cele notate cu P_9 sînt mai clare, fiind singurele care au putut fi identificate și corelate pe aproape toată lungimea dispozitivului de înregistrare. De aceea vom lua în considerare pentru calcul numai oscilațiile P_9.

Hodograful undelor reflectate în cazul mediului cu stratificație paralelă este determinat de ecuațiile:

$$t = 2\sum_{k=1}^{n-1} \frac{h_k}{V_k \cos \alpha_k}; \quad x = 2\sum_{k=1}^{n-1} h_k \operatorname{tg} \alpha_k, \tag{3}$$

unde V_k reprezintă viteza de propagare în stratul $k = 1,2,3 \ldots\ldots n$; h_k este grosimea stratului k, iar α_k reprezintă unghiul de incidență a undei pe limita de la baza stratului k.

Pentru efectuarea calculului adîncimii limitei de la care sosește unda reflectată P_9, am folosit relații de tipul (3), întrucît ipoteza unui mediu acoperitor omogen ar fi condus la erori prea mari în acest caz.

În urma calculelor efectuate, ținînd seama de vitezele adoptate mai sus, am obținut pentru adîncimea limitei de care s-a presupus că este legată unda P_9, o valoare de circa 75 ± 5 km.

Prin urmare, în zona cercetată, la adîncimea de 70—80 km, s-ar afla în mantaua superioară o limită reflectatoare.

În lucrarea [7] s-a făcut ipoteza că impulsurile i_2 și i_3, înregistrate pe seismogramele de la București ale cutremurelor adînci din Vrancea, ar fi legate de o limită de sub scoarță. Un calcul foarte aproximativ a condus în [7] la valoarea de 70—75 km pentru adîncimea acestei limi-

te. Nu este exclus faptul ca cele două rezultate, practic identice obținute pe căi diferite, în zone diferite (însă învecinate), să reprezinte valoarea adîncimii (70—80km) unei aceleiași limite de separație din mantaua superioară.

CALCULUL ERORILOR

Pentru a avea o imagine asupra erorilor ce se fac în determinarea adîncimii limitei datorită unei aprecieri incorecte a timpului de sosire a undei și adoptării unor viteze medii eronate din cauza extrapolării altor date, prezentăm mai jos rezultatele calculului erorilor datorate necunoașterii exacte a celor doi parametri esențiali: timpul și viteza.

Diferențiind relația (1) în raport cu V_m și apoi cu t și folosind mărimi finite, se obține

$$\Delta h_V = \frac{1}{2} \frac{V_m t^2}{\sqrt{V_m^2 t^2 - x^2}} \Delta V_m, \tag{4}$$

$$\Delta h_t = \frac{1}{2} \frac{V_m^2 t}{\sqrt{V_m^2 t^2 - x^2}} \Delta t. \tag{5}$$

Calculele efectuate cu ajutorul relației (4) arată că, pentru erori de 100—200 m/s făcute la adoptarea vitezei, erorile asupra adîncimilor sînt practic neglijabile (mai mici de 2 km). Analizînd erorile ce provin din necunoașterea exactă a timpului de sosire (relația 5), se remarcă faptul că acestea nu depășesc 1 km cînd la determinarea timpului de sosire a undei se fac greșeli de 0,1—0,2 s. Aceste calcule au fost făcute pentru distanțe x aproximativ egale cu distanța critică, alegere justificată de faptul că, din motive bine cunoscute, înregistrările în sondajele seismice punctuale se efectuează de obicei la această distanță.

Considerînd $h = 30$ km și $V_m = 6\,000$ m/s, am evaluat erorile Δh_V și Δh_t pentru următoarele distanțe x: 20, 60, 100 și 140 km. Rezultatele acestui calcul sînt reprezentate în graficul din figura 5 care pune în evidență faptul că eroarea absolută $\Delta h = \Delta h_V + \Delta h_t$ crește foarte mult cu distanța (la această creștere contribuția erorii Δh_t este cu totul neglijabilă). Din figura 5 rezultă că determinările de adîncimi ce se fac pe baza unor observații la distanțe mai mari decît cea critică trebuie privite cu mai multă rezervă, întrucît pot fi afectate de erori $\Delta h = \Delta h_V + \Delta h$, ce depășesc 3—4 km (pentru $h = 30$ km), fapt confirmat și de determinările noastre (vezi punctul 10 din tabelele 1 și 2).

În cazul sondajelor seismice punctuale, distanțele dintre sursă și dispozitivul de înregistrare fiind de ordinul a 100 km sau mai mari, ele nu mai sînt măsurate efectiv pe teren, fiind determinate pe baza unor hărți la diferite scări sau calculate în funcție de coordonatele celor două puncte. Aceste operații sînt afectate în mod inerent de erori, mai ales în cazul cînd măsurătorile și exploziile nu sînt amplasate pe teritoriul aceluiași stat. Din relația (1) rezultă:

$$\Delta h_x = \frac{x \Delta x}{\sqrt{V_m^2 t^2 - x^2}}. \tag{6}$$

Calculele efectuate cu ajutorul relației (6) arată că, pentru erori de ordinul zecilor de metri făcute la determinarea distanței x, erorile asupra adîncimii h sînt de asemenea de ordinul zecilor de metri. Este evident că asemenea erori sînt practic neglijabile.

În cazul determinărilor făcute de noi folosind undele reflectate, considerăm ca adevărate următoarele erori absolute maxime: $\Delta V_m =$

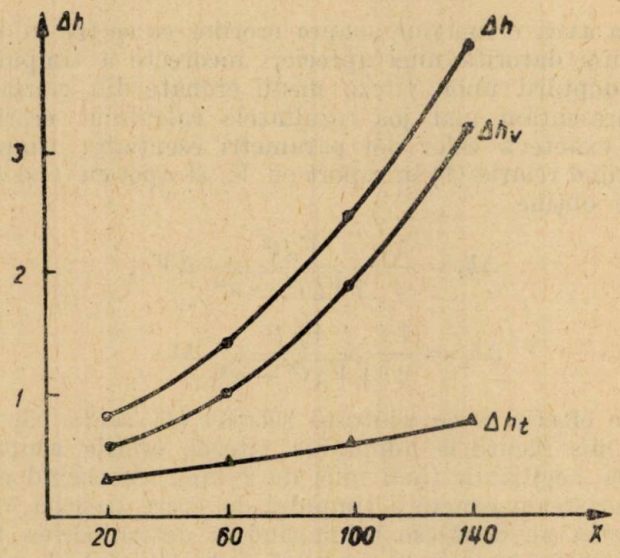


Fig. 5

$= 0{,}1$ km/s, $\Delta t = 0{,}1$s și $\Delta x = 0{,}03$ km. Introducînd aceste valori în formula ce dă eroarea absolută globală $\Delta h = \Delta h_v + \Delta h_t + \Delta h_x$, se obține pentru cazul sondajului punctual 308 — Colțîrea valoarea de 2,1 km, pe care o considerăm ca fiind eroarea absolută maximă cu care sînt afectate determinările noastre bazate pe folosirea undelor reflectate. Eroarea relativă corespunzătoare este de circa 7%.

Așa după cum s-a arătat, erorile făcute în prelucrarea datelor sondajului din 3.XI.1966 sînt mai mari, întrucît distanța față de sursă este cu cel puțin 100 km mai mare decît distanța critică.

Dintr-un calcul la fel de simplu rezultă că erorile datorite neluării în considerare a înclinării φ a limitei sînt practic neglijabile. Astfel, dacă pentru $\varphi = 0$ $h = 30$ km, pentru $\varphi = 15°$ adîncimea h calculată considerînd limita orizontală este afectată de o eroare ce nu depășește 1 km.

Erorile ce se fac în cazul determinărilor bazate pe folosirea undelor refractate pot fi mai mari decît cele care afectează rezultatele bazate pe utilizarea undelor reflectate, întrucît intervine o nouă sursă de erori — adoptarea vitezei de limită. Valoarea adîncimii limitei reflectatoare din mantaua superioară este de asemenea aproximativă, ea putînd fi ușor afectată de o eroare de $\pm$ 5 km.

Primită la redacție la 15 iunie 1967

BIBLIOGRAFIE

1. В. В. Белоусов, *О значении глубинного сейсмического зондирования для решения теоретических и практических вопросов геологии*. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. p. 11—17. Гостоптехиздат 1962.
2. G. Demetrescu, G. Petrescu, *Primă evaluare a adîncimii stratului intermediar în subsolul Munteniei și Moldovei*. Revista Universității „C. I. Parhon" și a Politehnicii București, *4—5* (1954).
3. D. Enescu, C. Radu, *Structura scoarței terestre în regiunea București*. Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie, *1*, 129—132 (1958).
4. G. Demetrescu, D. Enescu, *Grosimile straturilor scoarței terestre deduse din studiul cutremurului din 19 august 1959*, Comunicările Academiei R.P.R., **X**, *10*, 807—811 (1960).
5. G. Petrescu, C. Radu, *Structura scoarței terestre în Republica Populară Română*. Analele Universității București, Seria Științele Naturii, *39*, 133—140 (1963).
6. M. Socolescu, D. Popovici, M. Visarion, V. Roșca, *Stucture of the earth's crust in Rumania as based on the gravimetric data*. Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr. Série de Géophys., **8**, 3—11 (1964).
7. Liviu Constantinescu, D. Enescu, M. Ianaș, *Integrarea informațiilor seismologice și gravimetrice pentru studiul structurii scoarței terestre în România*, Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie, seria geofizică **5**, *2*, 173—185 (1967).
8. E. Mituch, K. Posgay, *Hazai szeizmikus Kéregkutatás és eddigi eredményei*. Földtani kutatas, **VIII**, *2*, 66—73 (1965).
9. E. Mituch, *A hazai szeizmikus kéregkutatás ujabb eredményei*. Geofizikai közlemények, **XII**, *2*, 289—300 (1966).
10. В. Б. Соллогуб, Н. И. Павленкова, А. В. Чекунов, Л. А. Хилински, *Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пресечения Черное Море-Воронежский массив*. Геофизический Сборник Акад. Наук СССР (Проблемы физики земли), *15*, 46—59 (1966).
11. И. В. Померанцева, М. В. Марготьева, *К вопросу о природе волн регистрируемых при глубинном сейсмическом зондировании*. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, Гостоптехиздат, 1962, p. 165—187.
12. П. С. Вейцман, *Корелляция сейсмических волн при глубинном сейсмическом зондировании*. Изд. Акад. Наук, *12*, 1357—1368 (1957).
13. И. С. Волвовски, *Характер волновой картины при исследованиях методом глубинного сейсмического зондирования в Узбекистане*. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, p. 67—95, Гостоптехиздат, 1962, Ленинград.
14. К. Е. Фоменко, *Волновая картина при глубинном сейсмическом исследовании земной коры в юговосточной Туркмении*. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. p. 95—113, Гостоптехиздат 1962, Ленинград.
15. Д. Н. Казанли, А. А. Попов, *Характеристика глубинных волн зарегистрированных в Центральном Казахстане*. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, p. 113—133, Гостоптехиздат 1962, Ленинград.
16. Н. И. Давидова, И. В. Шварц, Г. А. Ярошевская, *Волновая картина при глубинном сейсмическом зондировании на профиле Магадар-Колыма*. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, p. 133—145, Гостоптехиздат, 1962, Ленинград.
17. W. H. Lee, P. T. Taylor, *Global analysis of seismic refraction measurements*. The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, **II**, *4*, 389—415 (1966).

CONTRIBUȚII LA STUDIUL CUTREMURELOR INTERMEDIARE DIN VRANCEA

DE

C. RADU

Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

1. INTRODUCERE

Cutremurele intermediare din regiunea Vrancea — regiunea seismică cea mai activă a României — au fost studiate sub diferite aspecte de către seismologii români. O atenție deosebită a fost acordată caracterului proceselor de adîncime și stării tensionale în focar, arătîndu-se necesitatea studierii cutremurelor din această regiune pe grupe de adîncimi. Cel mai mare interes pentru studiu îl prezintă cutremurele cu focarul în astenosferă ($100 \leqslant h \leqslant 200$ km), deoarece se obțin informații prețioase asupra proceselor tectonice din partea superioară a mantalei și a legăturii acestora cu activitatea seismică a regiunii studiate.

Cercetările anterioare au condus la rezultate foarte importante, rezultate concretizate într-o serie de lucrări. În scopul unui studiu complex al regimului seismic și al completării catalogului de cutremure carpatice adînci pentru care s-a studiat mecanismul în focar, ne-am propus a studia încă o serie de 4 cutremure, produse în perioada 1929—1962.

2. METODICA ȘI MATERIALUL DE OBSERVAȚIE

Pentru realizarea studiului am folosit metoda lui Byerly cu dezvoltările făcute de Honda (1957) și Ritsema (1957), metodă care se bazează pe semnele primei deplasări în unda P la diferite stații seismice (comprimare C sau dilatare D). Au fost determinate pozițiile planelor nodale (a, b), ale planului de acțiune (c) și componentelor principale de tensiune (P, T).

Datele de observație și calculul necesare rezolvării problemei sînt prezentate în tabelele 1 și 2.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 5. NR. 2. P. 199–206 BUCUREȘTI. 1967

Tabela 1

Nr.	Staţia	Δ°	α°	i_h°	Semnul deplasării		
					1929 XI 1	1940 X 22	1940 XI 10
1	Bucureşti	1,5	193,7	−47,2	D	D	D
2	Viena	7,4	291,8	+89,0	D	D	D
3	Zagreb	7,4	267,9	89,0	D	—	—
4	Potsdam	11,0	311,0	78,5	D	D	—
5	Jena	11,2	302,0	78,3	D	D	D
6	Götingen	12,3	303,1	75,7	C	D	D
7	Karlsruhe	12,7	290,6	71,4	(D)	—	—
8	Strasbourg	13,1	288,6	74,3	D	—	—
9	Hamburg	13,2	311,5	70,6	D	D	D
10	Copenhaga	13,2	322,8	74,1	D	D	D
11	Pulkovo	14,0	7,9	72,7	D	—	—
12	De Bilt	15,3	301,6	66,8	D	D	D
13	Uccle	15,5	296,3	66,4	D	D	D
14	Kew	18,6	297,1	52,4	D	D	D

Informaţiile referitoare la deplasarea în unda P au fost luate din B.C.I.S., I.S.S., buletine, chestionare speciale, iar pentru staţiile româneşti, de pe seismograme. Valorile i_h au fost obţinute pe baza tablelor lui Hodgson (1953) pentru Δ şi h corespunzătoare.

3. ANALIZA REZULTATELOR

Rezultatele se pot urmări foarte bine pe diagramele-mecanism prezentate în figurile 1—4, precum şi în tabela 3.

Vom analiza în continuare, separat, fiecare cutremur.

Cutremurul din 1929. XI. 1. S-a produs în partea de nord a zonei epicentrale Vrancea, la adîncimea de 198 km, adîncime-limită pentru cutremurele intermediare din Carpaţi. Studiul naturii falierii şi stării de tensiuni s-a făcut prin comparaţie cu puternicele cutremure din anul 1940 — octombrie 22 (M = 6,5) şi noiembrie 10 (M = 7,4). S-a adoptat acest procedeu deoarece informaţiile referitoare la deplasarea în unda P sînt puţin numeroase şi incomplete (13 staţii cu D şi 1 staţie cu C).

Distribuţia semnelor deplasării în unda P pentru cutremurele din 1940. XI. 10. şi 1929. XI. 1. fiind aceeaşi (tabela 1 şi fig. 1), rezultă că cele două cutremure au avut acelaşi mecanism.

Cutremurul din 1961. XI. 18. S-a produs în partea centrală a zonei epicentrale Vrancea, la adîncimea de 100 km, adîncime care corespunde limitei superioare a astenosferei. Soluţia problemei a fost obţinută pe baza observaţiilor a 14 staţii seismice (fig. 2).

Analiza diagramei-mecanism arată că unul din plane, planul a, orientat NV, este bine definit de staţiile (4′ ●), (5′▲) şi (26 ●), iar planul b, trasat ca să respecte condiţia de ortogonalitate $4RR'\cos\theta = 1$, este definit de staţiile (9▲), (14 ●) şi (20▲). Singurele discordanţe sînt staţiile (8▲) şi (2′▲), care se află în masă de comprimări.

Tabela 2

Nr.	Staţia	1961 XI 18, H = 03 : 18				1962 II 27, H = 21 : 34				1962 VIII 30, H = 07 : 46			
		Δ°	α°	$i°_h$	C sau D	Δ°	α°	$i_h°$	C sau D	Δ°	α°	$i°_h$	C sau D
1	Almaata									38,6	115,7	+36,9	D
2	Bacău	1,1	7,3	−25,0	D	0,9	21,5	−31,4	C	1,1	7,3	−25,0	C
3	Belgrad					4,3	257,9	−87,0	D				
4	Bucureşti	1,2	201,5	−51,4	C	1,3	191,6	−48,1	D	1,2	201,5	−51,4	D
5	Cimpulung	1,2	261,0	−51,4	D	1,1	246,8	−39,1	D	1,2	261,0	−51,4	D
6	Chartes Towers									124,7	145,7		D′
7	Chiraz									9,8	119,3	+76,5	(C)
8	College	69,9	334,2	+26,0	D	69,7	332,7	+26,7	C				
9	Collm	10,8	307,5	+74,8	(D)	10,5	307,3	+76,5	D	10,8	307,5	+74,8	(C)
10	Eureka	89,0	342,0	+20,2	C								
11	Focşani	0,4	35,2	−22,6		0,6	87,7	−23,0	C				
12	Hungry-Horse	80,4	334,6	+22,6	C								
13	Iaşi	1,8	19,2	−75,7		1,7	27,9	−64,7	C	1,8	19,2	−75,7	C
14	Ierusalim	15,2	151,3	+67,0	C								
15	Istanbul UTI	8,0	167,6	+79,7	D								
16	Karsperske Hory					9,4	296,3	+78,7	D	9,6	297,2	+76,8	D
17	Liubliana					8,3	263,0	+81,0	C				
18	Lwiro									47,6	177,8	+34,4	(C)/D
19	Niedzica									5,4	309,3	+85,0	D
20	Pruhonice	9,3	302,9	+77,3	D	9,1	302,7	+79,2	D	9,3	302,9	+77,3	D
21	Pulkovo					14,3	8,0	+69,8	D				
22	Simferopol									5,3	90,0	+85,2	D
23	Sofia									3,7	202,3	+89,8	C sau D
24	Sverdlovsk									23,9	49,4	+43,7	D
25	Sodanchila	21,9	359,5	+45,7	C	21,7	1,3	+46,9	C				
26	Nurmijaervi	15,1	356,1	+67,2	C	14,9	356,6	+69,3	C	15,1	356,1	+67.2	C
27	Kajaani					18,5	1,8	+53,4	C				

D′ = Difatarea în unda PKP

Tabela 3

Nr.	Cutremurul					Planul *a*						Planul *b*						Sensul mişcării		Planul de acţiune			Vectorul nul		Sistemul de tensiuni				
	Data şi ora la origine	φ_N°	λ_E°	h km	M	Direcţia	Direcţia înclinării	Înclinarea	Vectorul de mişcare			Direcţia	Direcţia înclinării	Înclinarea	Vectorul de mişcare			Dextral	Sinistral	Direcţia	Direcţia înclinării	Înclinarea	Direcţia	Înclinarea	P		T		Tipul cutremurului
									Direcţia	Înclinarea	Unghiul de alunecare (β)				Direcţia	Înclinarea	Unghiul de alunecare (β)								Direcţia	Înclinarea	Direcţia	Înclinarea	
1	1929 XI 1 06 : 57	45,9	26,6	198	5	N35E	N55V	56	N68V	55	82	N22E	S68E	35	S55E	34	80	*a*	*b*	N59V	S31V	83°	N31E	7	N60V	12	S26E	80	V_p
2	1961 XI 18 03 : 18	45,5	26,7	100	4,7	N23V	N67E	40	N49E	42	75	N41V	S49V	48	S47V	50	79	*a*	*b*	N56E	N34V	81	S34E	9	S57V	7	N 4E	79	V_p
3	1962 II 27 21 : 34	45,7	26,4	146	4,8	N52E	N38V	16	S88V	10	36	N 2V	N88E	80	S38E	74	78	*a*	*b*	N90E	S 0E	78	N 0V	12	S82E	34	S74V	54	V_p
4	1962 VIII 30 07 : 46	45,5	26,7	100	4,9	N19E	N71V	28	S75V	26	60	N15V	N75E	64	S71E	62	75	*a*	*b*	N81E	S 9E	77	N 9V	13	N81E	18	S46V	68	V_p

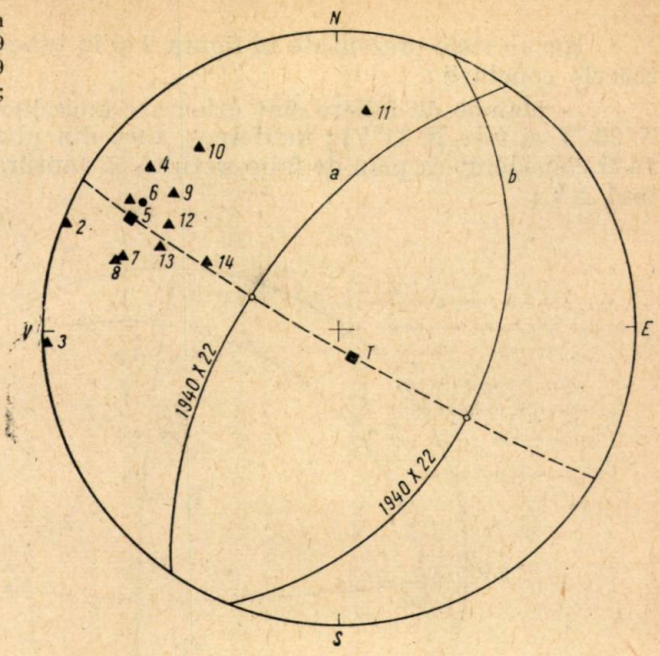


Fig. 1. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1929 XI 1, $H = 06 : 57$; $\varphi = 45°, 9$ N; $\lambda = 26°,6$ E; $h = 198$ km; $M = 5^3/_4$ P.

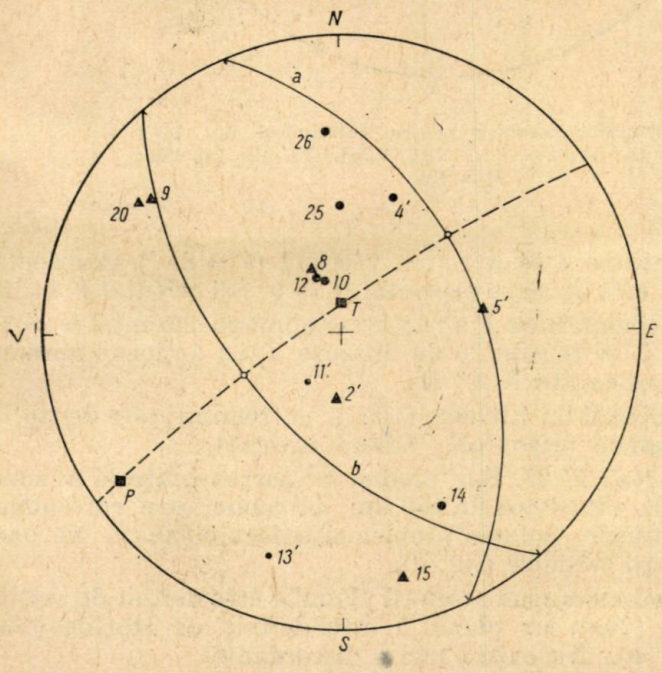


Fig. 2. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1961 XI 18, $H = 03 : 18$; $\varphi = 45°,5$ N; $\lambda = 26°,7$ E; $h = 100$ km; $M = 4,7$.

Rezultatele prezentate în figura 2 și în tabela 3 ne conduc la următoarele concluzii :

— planele de faliere sînt orientate amîndouă în direcția NV (a — N 23 °V și b — N 41°V) ; indiferent care din planele de faliere a sau b va fi considerat ca plan de falie, rezultă că ruptura în focar a fost orientată NV ;

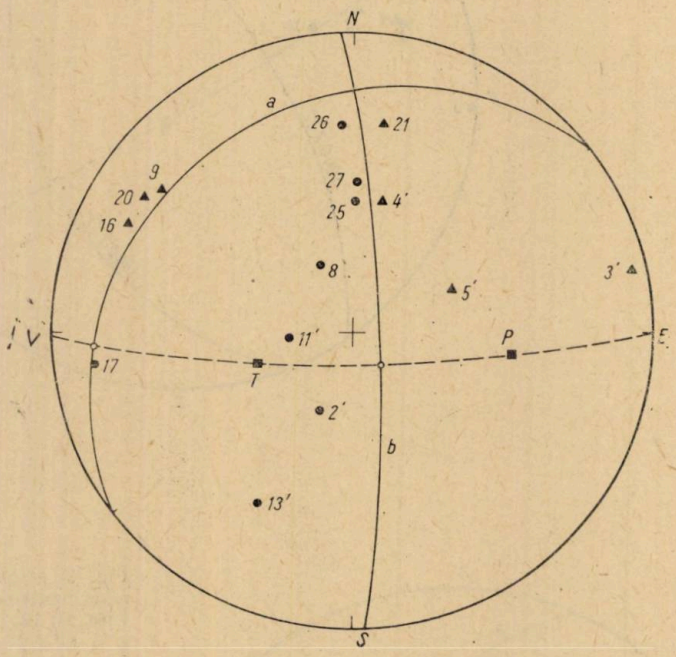


Fig. 3. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1962 II 27, $H = 21 : 34$; $\varphi = 45°,7$ N ; $\lambda = 26°,4$ E ; $h = 146$ km ; $M = 4,8$.

— planul de acțiune este aproape vertical ($e = 81°$) și orientat N 56 °E ; vectorul nul este aproape orizontal ($e = 9°$) și orientat S 34 °E ;

— tensiunile de comprimare P au acționat aproape orizontal ($e = 7°$) și orientate S 57 ° V ; iar tensiunile de dilatare T au acționat aproape vertical ($e = 79°$) și orientate N 4 ° E ;

— conform clasificării lui Ritsema (1957), cutremurul este de tip V_P (cutremure prin presiune orizontală, faliere inversă).

Cutremurul din 1962.II.27. S-a produs în partea centrală a zonei epicentrale Vrancea, la adîncimea de 150 km, adîncime care corespunde axei canalului astenosferic. Soluția problemei a fost obținută pe baza observațiilor a 15 stații seismice (fig. 3).

Analiza diagramei-mecanism arată că planul a este definit de stațiile (9▲), (16▲), (17 ●) și (20▲), iar planul b este definit de stațiile (4'▲), (25 ●), (26 ●) și (27 ●). Nu există nici o discordanță.

Din figura 3 și tabela 3 rezultă următoarele:

— unul din planele de faliere — planul *a* — este orientat N 52 ° E, iar celălalt — planul *b* — este orientat N 2 °V;

— planul de acțiune este aproape vertical ($e = 78$ °) și orientat în direcția E; vectorul nul este aproape orizontal ($e = 12$ °) și orientat în direcția N;

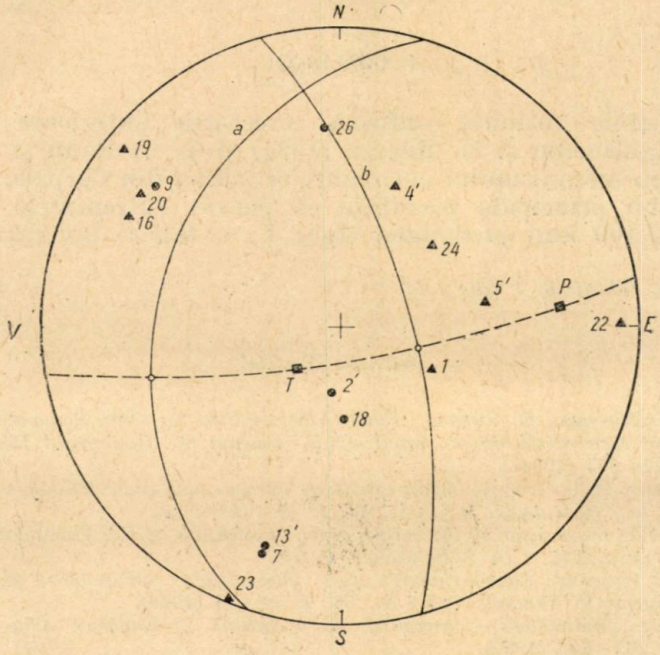


Fig. 4. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1962 VIII 30, $H = 07:46$; $\varphi = 45°,5$ N; $\lambda = 26°,7$ E; $h = 100$ km; $M = 4,9$.

— tensiunile de comprimare *P* au acționat în direcția S 82 ° E, formînd cu orizontala un unghi de 34 °, iar tensiunile de dilatare au acționat în direcția S 74 ° V, formînd un unghi de 54 ° cu orizontala;

— cutremurul este de tip V_p (cutremur prin presiune orizontală, faliere inversă).

Cutremurul din 1962.VIII.30. S-a produs în partea centrală a zonei epicentrale Vrancea, la adîncimea de 100 km. Soluția problemei a fost obținută pe baza observațiilor a 16 stații seismice (fig. 4).

Analiza diagramei-mecanism arată că unul din plane, planul *b*, este definit de stațiile (1▲), (4′▲) și (26 ●), iar planul *a*, trasat ca să respecte condiția de ortogonalitate, este limitat de stația (23▲).

Există o singură discordanță, stația (9 ●), care se află în masă de dilatări.

Din analiza figurii 4 și a tabelei 3 rezultă următoarele:

— unul din plane, planul *a*, este orientat N 19 °E, iar celălalt, planul *b*, este orientat N 15 °V.

— planul de acţiune este aproape vertical ($e = 77°$) şi orientat N 81 °E ; vectorul nul este aproape orizontal ($e = 13°$) şi orientat N 9°V.

— tensiunile de comprimare P au acţionat în direcţia N 81°E, formînd cu orizontala un unghi de 18 °, iar tensiunile de dilatare au acţionat în direcţia S 46° V, formînd un unghi de 68 ° cu orizontala.

— cutremurul este de tip V_P (cutremur prin presiune orizontală, iar falierea inversă).

4. CONCLUZII

Rezultatele obţinute confirmă cercetările anterioare întreprinse de L. Constantinescu şi D. Enescu (1964) şi de C. Radu şi G. Purcaru (1964) asupra mecanismului cutremurelor adînci din Carpaţi.

Amintim principala concluzie că pentru cutremurele adînci din Vrancea ($h > 100$ km) predomină tipul V_P — faliere inversă.

Primit la redacţie la 1 iulie 1967.

BIBLIOGRAFIE

1. Liviu Constantinescu, D. Enescu, *Fault-plane solutions for some Roumanian earthquakes and their seismotectonic implications.* Journal of Geophysical Research, **69**, *4*, 667—674 (1964).
2. J. H. Hodgson, R. S. Storey, *Tables extending Byerly's fault-plane techniques to earthquakes of any focal depth.* B.S.S.A., **43**, *1*, 49—62 (1953).
3. H. Honda, *The mechanism of the earthquakes,* Publication of the Dominion Observatory, Ottawa, **XX**, *2* (A Symposium), (1957).
4. C. Radu, G. Purcaru, *Considerations upon intermediate earthquake — generating stress systems in Vrancea.* B.S.S.A., **54**, *1*, 79—85 (1964).
5. A. R. Ritsema, *Earthquake — generating stress systems in Southeast Asia,* B.S.S.A., **47**, *3*, 267—286 (1957).

VALORILE NORMALE ALE ELEMENTELOR MAGNETICE D, H, Z şi I ÎN ARDEAL ŞI BANAT LA EPOCA 1960,0

DE

Acad. G. ATANASIU, T. NEŞTIANU, D. ZUGRĂVESCU, C. DEMETRESCU

Centrul de cercetări geofizice Bucureşti, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

INTRODUCERE

În cursul cercetărilor noastre de magnetism regional în Ardeal şi Banat am determinat elementele magnetice D, H, Z, I şi F în circa 280 de staţii [1], [2], [3], [4].

Aceete cercetări ne-au condus la cunoaşterea mai amănunţită a repartiţiei cîmpului magnetic în teritoriile mai sus amintite pentru care am întocmit hărţile elementelor magnetice.

Am trecut apoi la calcularea valorilor normale pentru unele dintre elemente.

Importanţa deducerii valorilor normale constă mai ales în obţinerea mai bună a formei şi intensităţii anomaliilor regionale găsite de noi. Valoarea anomală a unui element E_a se obţine, cum se ştie, prin diferenţa

$$E_a = E(\text{măs.}) - E(\text{norm.}). \qquad (1)$$

Valorile anomale obţinute cu ajutorul relaţiei (1) pentru fiecare element, în fiecare staţie ne permit a trasa curbele izanomale care redau forma şi intensitatea anomaliilor magnetice.

În lucrarea de faţă dăm rezultatele obţinute pentru valorile normale ale elementelor D, H, Z şi I la epoca 1960,0.

2. SCURTĂ PRIVIRE ISTORICĂ

Studii asupra distribuţiei valorilor normale ale cîmpului geomagnetic, pe teritoriile de care ne ocupăm, s-au făcut şi în trecut.

Dintre lucrările mai vechi citäm pe acelea publicate de J. Liznar [5] în care, în afară de variaţia seculară, se discută principial şi metoda

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ. TOM. 5, NR. 2. P. 207–215. BUCUREŞTI. 1967

de calcul pentru repartiția cîmpului geomagnetic normal la anul 1890,0 în Austro-Ungaria. Lucrările mai recente le discutăm mai jos.

Astfel, pe baza măsurării componentei orizontale și a înclinației într-un număr de stații din partea de N și de E a Ardealului, G. Barta, de la Inst. de geofizică din Budapesta [6], a calculat valorile normale ale elementelor H, I și Z la epoca 1943,0 pentru teritoriul studiat. Stația de referință a fost Cluj, aleasă și de noi în prezenta lucrare. G. Barta a utilizat de asemenea un punct de referință la încrucișarea meridianului 24° E Gr cu paralela de 47° N.

Lucrarea R. Bock [7] se referă la calculul valorilor normale ale componentei verticale, pentru întreaga Europă, la anii 1938,5—1956,5. Rezultatele relative la Ardeal și Banat se pot compara cu rezultatele obținute de noi (vezi mai departe).

Lucrările prof. L. Constantinescu și colaboratori [8], [9], [10], [12] se bazează pe 20 de stații măsurate în întreaga țară; dintre acestea, 5 sînt situate în Ardeal și 2 în Banat. Stația de referință este Observatorul magnetic Surlari. Cu ajutorul coeficienților M, N, P, Q, R din ecuația (3), calculați în aceste lucrări, s-au întocmit hărțile distribuției normale pentru elementele D, H, I și Z la epoca 1950,0. Aceste hărți au fost apoi reduse la epoca 1960,0 [10].

În lucrările mai sus menționate se utilizează termenii de gradul unu și doi din desfășurarea în serie (ecuația (3)) pentru calculul valorilor normale; se obțin astfel rezultatele permise de numărul și poziția stațiilor măsurate.

Ca informare istorică mai amintim că prima lucrare făcută în țara noastră asupra valorilor geomagnetice normale este aceea a lui D. Negreanu [11]. În lucrarea citată, Negreanu dă formulele de calcul ale valorilor normale pentru D, H și I la anul 1895. Formulele utilizate sînt liniare, conținînd numai termenii de gradul unu, iar valorile obținute, pe lîngă faptul că nu au precizia necesară, nu se pot raporta la Transilvania și Banat, cu toate că izoliniile hărților Negreanu sînt trase și pe aceste teritorii.

3. METODA DE LUCRU UTILIZATĂ

Am utilizat metoda cunoscută care permite calcularea valorii unui element magnetic, la o anumită epocă și într-un anumit punct al suprafeței unei regiuni, în funcție de coordonatele geografice φ și λ și de valoarea E_0 măsurată într-o stație de referință. Admițînd că valorile elementului magnetic E sînt date de o funcție continuă pe o porțiune de pe suprafața pămîntului, care este suprafața teritoriului studiat, putem folosi o dezvoltare în serie Taylor a acestei funcții:

$$E(\varphi, \lambda) = E(\varphi_0, \lambda_0) + \left(\frac{\partial E}{\partial \varphi}\right)_0 \Delta\varphi + \left(\frac{\partial E}{\partial \lambda}\right)_0 \Delta\lambda + \left(\frac{\partial^2 E}{\partial \varphi\, \partial \lambda}\right)_0 \Delta\varphi\Delta\lambda + \\ + \frac{1}{2}\left(\frac{\partial^2 E}{\partial \varphi^2}\right)\Delta\varphi^2 + \frac{1}{2}\left(\frac{\partial^2 E}{\partial \lambda^2}\right)\Delta\lambda^2 + \ldots, \qquad (2)$$

unde $E(\varphi, \lambda)$ este valoarea normală a elementului geomagnetic în stația de coordonate φ și λ, $E(\varphi_0, \lambda_0)$ — valoarea aceluiași element măsurată

la aceeaşi epocă, în staţia de referinţă situată cît mai central pe teritoriul studiat, iar $\Delta\varphi = \varphi - \varphi_0$ şi $\Delta\lambda = \lambda - \lambda_0$ sînt diferenţele dintre coordonatele geografice ale staţiei măsurate şi acelea ale staţiei de referinţă, luate pozitiv spre N şi spre E.

Rezultatele obţinute în lucrări similare, ca şi acelea obţinute de noi, au arătat că pentru calcule de acest gen este suficient ca în seria (2) să se păstreze numai termenii de gradul unu şi doi; seria (2) devine :

$$E = E_0 + M\Delta\varphi + N\Delta\lambda + P\Delta\varphi\Delta\lambda + Q\Delta\varphi^2 + R\Delta\lambda^2. \qquad (3)$$

Această ultimă relaţie arată că pentru a obţine valoarea normală a elementului E în staţia de coordonate (φ, λ) trebuie să cunoaştem valoarea E_0 în staţia de referinţă, diferenţele $\Delta\varphi$, $\Delta\lambda$ şi coeficienţii M, N, P, Q şi R. E_0 este dat de măsuri directe în staţia de referinţă, iar $\Delta\varphi$ şi $\Delta\lambda$ sînt luate de pe o hartă care asigură precizia necesară lucrării. În ce priveşte cei 5 coeficienţi, M, N, P, Q şi R, aceştia se obţin prin măsurarea elementului E într-un număr de staţii (cel puţin 5). Obţinem în acest fel un număr de ecuaţii de forma (3) care au ca necunoscute coeficienţii M, N, P, Q, R. Pentru a obţine valori ale acestor coeficienţi care să ne dea cît mai corect cîmpul normal, am utilizat valorile elementului E măsurate în mai multe staţii, alese astfel ca să fie cît mai uniform distribuite pe teritoriul studiat şi să nu fie situate în zone de anomalii magnetice. Numărul mare de staţii de care am dispus ne-a permis a satisface aceste două condiţii.

Utilizînd metoda celor mai mici pătrate, ajungem la un sistem de 5 ecuaţii de forma (3) care, fiind rezolvat prin metoda obişnuită, ne dă valoarea coeficienţilor M, N, P, Q şi R.

Noi am utilizat valorile elementelor magnetice obţinute în 18 dintre cele 240 de staţii figurate pe harta valorilor normale (fig. 3). Staţia de referinţă este staţia Cluj A. P., avînd coordonatele $\varphi = 46°45',6$ şi $\lambda = 23°32',7$, situată central în regiunea studiată şi avînd elementele magnetice măsurate de mai multe ori în ani diferiţi.

Rezolvarea sistemului de ecuaţii s-a făcut la maşina electronică de calcul CET 500 a Institutului de fizică atomică. Pentru obţinerea coeficienţilor M, N, P, Q, R s-au făcut calcule în mai multe variante : s-au înlocuit unele dintre cele 18 staţii, care arătau valori uşor anomale, cu altele. În felul acesta am obţinut ca diferenţa dintre valoarea calculată şi cea măsurată, pentru fiecare dintre cele 18 staţii, să fie cît mai mică. În ultima fază a calculelor, rezolvarea sistemului de ecuaţii ne-a condus la obţinerea coeficienţilor pe care i-am utilizat pentru deducerea valorilor normale cu ajutorul relaţiei (3).

4. REZULTATELE OBŢINUTE

În tabela 1 sînt date staţiile utilizate, coordonatele lor geografice şi valorile elementelor D, H, Z şi I folosite în calcule.

Tabela 1

Stațiile utilizate pentru calculul valorilor normale la 1960,0

Nr. curent	Nr.	Stația	φ	λ	*D*	*H*(Oe)	*Z*(Oe)	*I*
	3	Cluj A.P.	46° 45′,6	23° 32′,7	1° 48′,3	0,21290	0,4216	63° 12′,4
1	6	Ciucea	46 57,3	22 49,4	1 41,6	21160	4220	63 21,4
2	36	Beclean-Făgăraș	45 49,1	24 55,1	1 51,3	21812	4164	62 21,2
3	60	Lugoj	45 40,4	22 56,0	1 5,0	21807	4150	62 16,1
4	69	Bistrița	47 9,8	24 31,1	2 0,9	21146	4243	63 30,3
5	78	Ileanda	47 20,6	23 39,2	1 49,5	21049	4240	63 35,9
6	84	Lunca Arieș	46 26,7	23 28,2	1 45,7	21446	4193	62 54,6
7	85	Borșa	47 37,0	24 47,6	2 18,1	21005	4266	63 47,5
8	93	Carei	47 40,4	22 26,6	1 25,0	20888	4257	63 51,7
9	95	Chișineu-Criș	46 32,6	21 32,6	1 04,3	21410	4191	62 56,8
10	108	Cristuru-Secuiesc	46 18,0	25 2,6	1 58,6	21582	4193	62 45,9
11	122	Oituz	46 3,6	26 21,8	2 33,7	21740	4194	62 36,4
12	164	B. Herculane	44 51,8	22 24,8	1 5,8	22342	4081	61 18,1
13	168	Secusigiu	46 4,6	20 59,7	0 46,2	21660	4157	62 28,7
14	175	Stamora Germană	45 17,2	21 14,6	0 55,6	22098	4102	61 41,3
15	214	Livada	47 51,0	23 08,2	1 43,0	20816	4274	64 2,1
16	261	Vîrfurile	46 18,7	22 32,2	1 27,3	21544	4175	62 42,3
17	276	Cheia	45 27,7	25 56,9	2 11,3	22007	4160	62 7,2
18	281	Cheile Bicaz	46 48,6	25 49,7	2 18,4	21369	4233	63 12,9

Tabela 2 conține valorile coeficienților M, N, P, Q și R.
Eroarea medie pătratică, calculată cu ajutorul relației

$$m = \pm \sqrt{\frac{\Sigma \varepsilon^2}{(n - r)}} \tag{4}$$

este de $\pm$ 24 γ pentru H, $\pm$ 60 γ pentru Z, $\pm$ 6′,9 pentru D și $\pm$ 3′,2 pentru I.

În relația (4) $\Sigma \varepsilon^2$ este suma pătratelor diferențelor dintre valoarea calculată și valoarea măsurată în cele n stații folosite în calcul ($n = 18$), iar r este numărul de coeficienți ce trebuie determinați ($r = 5$).

Cu ajutorul valorilor de mai sus, s-au determinat erorile medii pătratice ale valorilor coeficienților calculați. Acestea condiționează numărul cifrelor semnificative ale coeficienților. În tabela 3 sînt dați coeficienții M, N, P, Q și R, cu erorile medii pătratice corespunzătoare.

Tabela 2

Valorile coeficienților M, N, P, Q, și R pentru elementele D, H, Z, și I la 1960,0.

	D	H	Z	I
M	0,10070	−7,63342	0,93455	0,80502
N	0,30287	0,38998	0,09486	0,00657
P	0,00034	0,00411	−0,00051	−0,00046
Q	−0,00084	0,01175	−0,00124	−0,00127
R	−0,00029	0,00272	0,00001	−0,000163

Tabela 3

Valorile coeficienților M,N,P,Q și R pentru elementele $H.Z.D$ și I la 1960,0, cu erorile medii pătratice corespunzătoare

	H	Z	D	I
M	−7,6 ±0,1	0,93 ±0,04	0,10 ±0,04	0,81 ±0,02
N	0,39 ±0,08	0,09 ±0,02	0,30 ±0,02	0
P	0,004 ±0,002	−0,0005 ±0,0004	0	−0,0005 ±0,0002
Q	0,012 ±0,002	−0,0012 ±0,0004	−0,0008 ±0,0005	−0,0013 ±0,0002
R	0,0027 ±0,0006	0	−0,0003 ±0,0002	−0,00016±0,00007

Din examinarea acestor rezultate reiese că precizia este foarte bună pentru H, Z și I și mai puțin bună pentru D: eroarea medie pătratică reprezintă circa 0,1% din valorile normale, calculate cu ajutorul relației (3), pentru H, Z și I și circa 6% pentru D. Aceasta se datorește faptului că, pe teritoriul studiat, declinația variază puțin și are valori mici (între 0,7 și 2,5°). Precizia măsurătorilor noastre [1], [2], [3], [4] ar fi permis micșorarea acestor erori, dacă limitele între care variază elementele geomagnetice ar fi fost mai mari.

Cu ajutorul coeficienților dați în tabela 3, introduși în ecuația (3), am dedus valorile normale ale elementelor. Rezultatele se obțin în γ pentru H, în zeci de γ pentru Z și în minute pentru D și I, folosind aceleași unități pentru valorile din stația de referință date în tabela 1. Pe baza acestora s-au trasat hărțile valorilor normale pentru D, H, Z și I în Ardeal și Banat la epoca 1960,0. Echidistanța curbelor este de 10′ pentru D și I și de 100 γ pentru H și Z. Examinînd hărțile din figurile 1, 2, 3 și 4, se pot deduce următoarele:

a) *Izogonele cîmpului normal* (fig. 1) prezintă o curbură pronunțată cu convexitatea spre vest. Apar două regiuni în care alura curbelor este deosebită, și anume: în jumătatea de S a hărții, izogonele normale au

direcția SE—NV, pe cînd în jumătatea de N curbele sînt dirijate sensibil S—N. Curbura este mai accentuată în partea de sud. Se observă de asemenea o îndesire a izogonelor normale către vest. Valorile extreme sînt cuprinse între 2°23′ (la est) și 0°36′ (la vest), apropiate de valorile extreme măsurate direct, și anume 2°30′ la est și 0°40′ în vestul hărții. Gradientul *de longitudine* al izogonelor normale este de 13′,4/grad în partea de est a hărții și de 22′,6/grad în partea cea mai de vest.

b) *Cîmpul normal al componentei orizontale H* (fig. 2) variază pe teritoriul studiat între valorile 22 580 γ în partea de S și 20 740 γ în partea de N, valori între care se încadrează și cele măsurate direct : 22 400 γ—20 600 γ.

Mersul izodinamelor normale *H* este aproximativ E—V, prezentînd o convexitate ușoară spre S. În partea de N a hărții, izodinamele se orientează după direcția VSV—ENE, pe cînd în partea de S orientarea este VNV—ESE. Se observă de asemenea o îndesire a izoliniilor în partea de S și de SV a hărții. Din această cauză apar diferențe între gradienții normali ai componentei *H* în diferitele puncte ale hărții. Așa de exemplu în partea de NE gradientul mediu de latitudine este de 400 γ/grad, adică de 3,6 γ/km, pe cînd în partea de SV valoarea gradientului este de 600 γ/grad, adică de 5,4 γ/km.

c) *Cîmpul normal al componentei verticale Z* (fig. 3) este cuprins între 40 500 γ în sudul Banatului și 42 800 γ în nordul Maramureșului, variație care este puțin diferită de aceea a cîmpului vertical real măsurat (40 500 γ—42 900 γ). Izodinamele normale ale componentei verticale sînt linii aproape paralele orientate VNV—ESE, avînd o înclinare ceva mai mare (10°) în partea de S a hărții. Se observă de asemenea, ca și în cazul componentei *H*, o îndesire a liniilor spre sud. Aceasta produce variația gradienților normali de latitudine. De exemplu în partea de SV gradientul normal pentru *Z* are valoarea 700 γ/grad (adică 6,4 γ km) și 470 γ/grad în partea de NE a teritoriului (4,3 γ/km).

d) *Cîmpul normal al înclinației magnetice I* (fig. 4). Pe teritoriul studiat de noi valorile normale ale înclinației magnetice cresc de la 61°0′ în SV pînă la 64°10′ în partea de N a hărții ; ele sînt cuprinse între valorile direct măsurate : 60°45′ la Șvinița-Banat și 64°23′ la Tarna Mare-Maramureș.

Izoclinele normale sînt linii aproape drepte, dirijate aproximativ est-vest, cu o ușoară convexitate spre sud. În partea de N a hărții, izoclinele normale sînt dirijate est-vest, pe cînd în partea de S și de SV ele au direcția ESE—VNV. De asemenea se observă rărirea pronunțată a izoclinelor normale de la S către N ; astfel, în partea de SV a hărții, gradientul mediu de latitudine este de 1°7′/grad—0′,6/km—, în timp ce în partea de N el scade la 39′/grad—0′,35/km.

5. UTILIZAREA REZULTATELOR OBȚINUTE DE NOI

În interpretarea pe care o dăm noi noțiunii de cîmp normal înțelegem ca valorile normale obținute pentru diferitele elemente magnetice să poată fi utilizate la o bună conturare a anomaliilor regionale de medie

întindere şi la deducerea corectă a intensităţii lor. Hărţile valorilor normale întocmite de noi în această lucrare corespund foarte bine scopului urmărit, explicat mai sus. Aceasta o vom arăta într-o lucrare viitoare.

6. COMPARAREA CU HĂRŢILE VALORILOR NORMALE ANTERIOARE LUCRĂRII NOASTRE

Compararea hărţilor valorilor normale, întocmite de noi, cu acelea publicate anterior de alţi autori ne conduce la observarea unor deosebiri rezultînd din condiţiile diferite în care s-au făcut aceste lucrări şi anume : a) ele se raportează la epoci diferite ; b) hărţile G. Barta conţin numai staţii din nordul şi estul Ardealului ; c) hărţile Bock se raportează la întreaga Europă ; d) hărţile prof. L. Constantinescu şi colaboratori se raportează la suprafaţa întregii ţări [8], [9], [12]. Cum ei nu dispuneau de o ridicare magnetică mai amănunţită, unele staţii utilizate pentru calculul valorilor normale sînt situate pe anomalii ; e) nu se folosesc aceleaşi staţii ca în lucrarea noastră ; f) mai ales la ultimele hărţi nu s-a putut face o alegere pentru înlăturarea din calcule a staţiilor cu valori magnetice anomale din cauza numărului restrîns de staţii.

Tragem totuşi unele concluzii prin compararea lucrării noastre cu lucrările mai sus menţionate. Astfel, din compararea cu lucrarea lui G. Barta [6] reiese că I a variat mult în perioada 1943—1960. În această privinţă lucrarea noastră asupra înclinaţiei [1] arată că variaţia seculară a înclinaţiei în nord-estul Ardealului între anii 1943,0 şi 1955,0 a fost de +20',5.

În lucrarea sa, Bock [7], bazîndu-se pe datele diferitelor observatoare magnetice din Europa, a dat şi o tabelă numerică cu valorile normale ale componentei verticale în funcţie de coordonatele geografice, la anii 1950,5 şi 1956,5 (tabela 4, p. 398). Din această tabelă am luat valorile pentru epoca 1956,5 şi coordonatele geografice pentru Ardeal şi Banat. În felul acesta am obţinut o serie de puncte care ne-au permis a trasa curbele valorilor normale ale componentei verticale la epoca 1956,5 peste teritoriile studiate de noi. Curbele astfel obţinute sînt linii aproape drepte şi aproape paralele dirijate VNV—ESE. Faţă de liniile izonormale obţinute de noi pentru epoca 1960,0, izoliniile hărţii Bock sînt aproape paralele cu ale noastre în sudul Banatului ; la latitudinea Clujului ele sînt mai înclinate în direcţia VNV—ESE decît curbele noastre cu circa 5°, iar în partea de nord la latitudinea Baia-Mare sînt şi mai înclinate, în acelaşi sens, cu circa 8°.

Curbele izonormale extreme, cea din nordul Ardealului şi cea mai din sudul Banatului, au după Bock (la 1956,5) valorile 42 700 γ şi 40 500 γ, arătînd o diferenţă de 2 200 γ.

Curbele izonormale ale componentei Z obţinute de noi (fig. 3), pentru 1960,0 arată valorile extreme 42 800 γ şi 40 600 γ, diferenţa valorilor extreme fiind ca şi la curbele Bock (1956,5) $\approx$ 2 200 γ, iar diferenţa valorilor medii ar fi de +100 γ pentru 3,5 ani. Variaţia seculară medie a componentei verticale Z în perioada de 3,5 ani (1956,5—1960,0) ar fi în Ardeal şi Banat după cele spuse mai sus de +28 γ/an, pe cînd prin măsurători directe noi am găsit aproape aceeaşi valoare, adică +30 γ/an ([3], p. 85—86), pentru staţia Cluj.

Dacă luăm în considerare numai izonormalele care trec pe la Cluj, găsim :

Z_n (1960,0) $\simeq$ 42150 γ pe harta noastră și

Z_n (1956,5) $\simeq$ 41950 γ după lucrarea Bock, ceea ce ne dă o variație de $\simeq$ 200 γ pentru 3,5 ani, adică o variație seculară de +57 γ/an, valoare mult mai puțin satisfăcătoare decît prima.

În concluzie, considerînd lucrarea Bock privind valorile normale calculate pentru un teritoriu cu o suprafață atît de mare ca a Europei, este de așteptat să găsim nepotriviri dacă o aplicăm la un teritoriu mult mai restrîns, cum este acela studiat de noi. Totuși se pot deduce unele rezultate generale satisfăcătoare, cum am arătat mai sus.

Comparînd hărțile valorilor normale din prezenta lucrare cu acelea date în lucrările prof. L. Constantinescu și colaboratori [8, 9, 12], observăm că *pentru declinație* izogonele normale din lucrările [8, 12] au curbura mai puțin pronunțată decît pe harta întocmită de noi (fig. 1). Pe harta [12] îndesirea izogonelor normale se face de la vest spre est, pe cînd în prezenta lucrare am arătat că se produce o îndesire apreciabilă a izonormalelor de la est spre vest. Valorile normale extreme ale declinației deduse de noi pentru 1960,0 sînt 2°23′ și 0°36′, iar pe harta din lucrarea [12], întocmită pentru epoca 1950,0, valorile extreme sînt 1°50′ și 0°15′, ceea ce ar arăta o deplasare medie spre vest a izogonelor normale cu numai 27′ în perioada de 10 ani mai sus menționată. Adăugăm însă că această deducere ar fi corectă numai în cazul cînd deplasarea s-ar fi calculat prin măsurători făcute în aceleași stații în anii 1950 și 1960. Deplasarea spre vest a izogonelor, astfel calculată, este prea mică. Pentru anul 1955,5 noi am găsit [13] o variație a declinației, la Cluj A.P., de 5′,5/an spre vest, pe care o socotim bună (vezi și lucrarea [14]).

În privința componentei orizontale, harta din lucrarea [12] dă curbe cu convexitatea spre N, adică în sens invers decît la curbele noastre (fig. 2).

Pentru componenta verticală, alura curbelor normale din lucrarea [12] este mult diferită față de alura curbelor similare obținute în prezenta lucrare (fig. 3). Așa cum am arătat mai sus, în lucrarea noastră curbele normale Z sînt drepte aproape paralele și orientate sensibil VNV—ESE circa 8—10°, pe cînd pe harta din lucrarea [12] aceste curbe diverg în evantai cu deschiderea spre vest, iar curbura lor este diferită pentru nordul Ardealului față de sudul Banatului.

În ce privește *înclinația*, izoclinele normale determinate de noi (fig. 4) prezintă o ușoară convexitate spre sud pe cînd în lucrarea [12] convexitatea aceleiași linii este spre nord.

Explicăm toate deosebirile semnalate între lucrarea noastră și lucrările [8, 9, 12] prin cauzele expuse mai sus.

În completarea lucrării noastre urmează deducerea curbelor izanomale pentru elementele geomagnetice. Aceste curbe vor scoate în evidență forma și intensitatea anomaliilor regionale descoperite și conturate de noi. Ele vor da indicații asupra constituției subsolului din teritoriile studiate, conducînd la concluzii de interes științific general și aplicativ.

Primit la redacție la 21 martie 1967.

BIBLIOGRAFIE

1. G. Atanasiu, T. Neştianu, Il. Bucur, D. Zugrăvescu, *Înclinaţia magnetică în Ardeal*. St. cerc. fiz., **X**, *3*, 481—503, (1959).
2. — *Înclinaţia magnetică în Ardeal*, Partea II-a, St. cerc. geofiz., **I**, *1*, 143—158, (1963).
3. — şi C. Demetrescu, *Valorile elementelor geomagnetice H, I, Z şi F în Ardeal şi Banat la 1960,0*, Studii şi cercet. de geofizică, **3**, *1*, 79—97, (1965); Revue Roum. de Géol., Géophys., Géogr. Serie Géophys. **9**, *1*, 65—83, (1965).
4. — *Declinaţia magnetică în Ardeal şi Banat la 1960,0*, Comunicare la Simpozionul de Geofizică aplicată şi Fizica scoarţei, iulie 1966.
5. J. Liznar, *Denkschrift der K. Akad. der Wiss.* Wien, vol. 67, 1899, p. 7.
6. G. Barta, *On the changes of the Horizontal Intensity and Inclination of the Earth Magnetism in Transylvania (1943,0)*, Papers of the Terrestrial Magnetism, Budapest, 1947.
7. R. Bock, *A European field of the normal geomagnetic vertical intensity and its secular variation*. Geophysical Prospecting, **VII**, *4*, 289, 1959.
8. L. Constantinescu, N. Milea, P. Constantinescu, *Distribuţia normală a valorilor declinaţiei magnetice în R.P.R.*, Studii şi cercet. de fizică, **V**, *1—2*, 85, 1954.
9. L. Constantinescu, N. Milea, *Contribuţii la studiul cîmpului geomagnetic normal*, III, Înclinaţia, Studii şi cercet. de fizică **VI**, *3*, 451—457, 1955.
10. L. Constantinescu, Vl. Şteflea, *Valorile normale ale elementeor geomagnetice în R.S.R. la epoca 1960,0*. Comunicare la şed. C. C. Geofizice din 24 febr. 1964.
11. D. Negreanu, *Elementele magnetice terestre ale României*, Tipogr. F. Göbl, Bucureşti, 1899.
12. L. Constantinescu, *Curs de geomagnetism*, vol. I, Ed. Stat Didactică şi Pedagogică, Buc. 1961, p. 161—164.
13. G. Atanasiu, D. Zugrăvescu, I. Bucur, T. Neştianu, *Noi contribuţii la studiul cîmpului magnetic terestru în Ardeal*. St. cerc. fiz., **VIII**, *1*, 10, 1957.
14. L. Constantinescu Vl., Şteflea, *Variaţia seculară a cîmpului geomagnetic pe teritoriul R.P.R. în intervalul 1950—1960*, Probleme de Geofizică, **I**, 249, 1961.

VARIAȚIA ÎNCLINAȚIEI MAGNETICE ÎNTRE SECOLELE XIV și XVIII ÎN DOUĂ REGIUNI DIN REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

DE

ILEANA BUCUR

Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

Primele determinări directe ale elementelor cîmpului geomagnetic din România au fost întreprinse în 1772 de I. Islenieff [1] printr-o măsură de declinație, iar apoi de K. Kreil [2], în anul 1848, prin măsurarea lui I, D și H în 12 stațiuni din Ardeal și Banat. Pentru perioade anterioare nu se cunosc nici un fel de măsurători directe sau indirecte asupra distribuției cîmpului geomagnetic pe teritoriul țării noastre.

În lucrarea de față am căutat să determin printr-o metodă indirectă — metoda arheomagnetică — variația înclinației cîmpului geomagnetic între secolele XIV și XVIII în regiunea Hunedoara și la Tîrgșorul Vechi lîngă Ploiești.

Prin răcire în cîmpul magnetic terestru, argilele arse în cuptoare în scopul transformării în cărămizi de construcție — ardere ce se petrece la temperaturi superioare punctului Curie al magnetitei — obțin o magnetizare termoremanentă, a cărei stabilitate și uniformitate atît ca direcție, cît și ca intensitate a fost dovedită ; ea este legată direct de cîmpul magnetic în care s-a produs răcirea. Această teorie care constituie punctul de plecare în studiile arheomagnetice, dă posibilitatea urmăririi continue a variației cîmpului geomagnetic pe teritoriul Republicii Socialiste România în primele secole ale erei noastre, precum și între secolele XII și XX, deoarece materialul de construcție utilizat era în foarte multe cazuri cărămida. În intervalul dintre secolele V și XII, materialul de construcție a fost în majoritatea cazurilor piatra ; sînt identificate foarte rare construcții de cărămidă.

Am colectat cărămizi datate arheologic de la 2 monumente istorice din regiunea Hunedoara, anume cetatea Sebeș [3], datată sfîrșitul secolului XIV — începutul secolului XV, cu refaceri ulterioare în secolul XVII, și cetatea Gîrbova [4], [5], datată sfîrșitul secolului XIII — începutul secolului XIV, precum și din așezarea medievală de la Tîrgșorul Vechi de lîngă Ploiești [6], care cuprindea construcții din secolele XV—XVIII.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 5, NR. 2 P. 217–223 BUCUREȘTI, 1967

Numărul probelor de aceeaşi vîrstă colectate de la fiecare monument istoric a fost de circa 20 cărămizi, care au fost tăiate apoi sub forma unor paralelipipede de 10 × 10 × 3 cm. Probele cu o intensitate de magnetizare extrem de slabă au fost eliminate de la început.

Aparatura utilizată. S-a folosit o instalaţie bazată pe inducţie, de tip Thellier [7]. Ea constă din 4 bobine verticale paralele, legate în serie, cu cele de la extremităţi montate în opoziţie faţă de cele din mijloc, ceea ce face ca suprafaţa totală a sistemului de 4 bobine să fie nulă, eliminîndu-se astfel perturbaţiile datorite unor cîmpuri uniforme, precum şi partea principală a unui cîmp neuniform. Proba se aşază în mijlocul sistemului de bobine.

Bobinele sînt conectate la bornele unui galvanometru balistic care înregistrează curentul indus în ele la rotirea probei în jurul unui ax perpendicular pe axul bobinelor. Deviaţiile sînt citite pe o scală.

Caracteristicile instalaţiei sînt următoarele:

$r = 30$ cm (raza medie a bobinei)
$d = 36$ cm (distanţa dintre planele mediane ale bobinelor)
$\varnothing = 0{,}1$ cm (diametrul sîrmei de Cu)
$n = 1067$ (numărul spirelor unei bobine).

Uniformitatea cîmpului este realizată în centrul sistemului de bobine, într-un spaţiu de 10 × 10 × 10 cm.

Galvanometrul balistic utilizat este de tip M_{17-2}; are o sensibilitate de $3 \cdot 10^{-9}$A/mm/m.

Principiul de măsură. Se măsoară cele trei componente rectangulare ale momentului magnetic al probei — aşezată perfect în centrul aparatului —, faţă de trei axe legate solidar cu ea, prin rotirea cu 180° în jurul axei de rotaţie. Astfel se determină, în mărime şi direcţie, momentul magnetic al probei.

Etalonarea aparatului s-a efectuat la intervale regulate de timp, cu o bobină-etalon, ale cărei caracteristici sînt următoarele:

$\varnothing = 2{,}85$ cm (diametrul bobinei)
$l = 3{,}6$ cm (lungimea bobinei)
$S = 1123$ cm^2 (suprafaţa totală).

Pentru momente magnetice cuprinse între 0 şi 8 u.e.m. (domeniu interesant pentru măsurătorile pe cărămizi) s-a găsit o liniaritate aproape perfectă a deviaţiei în funcţie de magnetizare şi o constanţă a valorii sensibilităţii aparatului de 1,32 u.e.m./cm de scală, în condiţiile actuale de lucru.

În studiul de faţă am dispus de un număr mare de probe de aceeaşi vîrstă de la fiecare moment istoric în parte; din fiecare cărămidă întreagă scoasă din ziduri am tăiat cîte 2 exemplare, verificînd astfel eventuale inomogenităţi datorită unui grad diferit de încălzire a argilei. Numărul mare de probe studiate a permis calcularea erorii medii pătratice a mediei aritmetice ε pentru fiecare grupă de probe de aceeaşi vîrstă de la un acelaşi monument istoric şi considerarea conform criteriului lui Chauvenet a triplului erorii medii pătratice, ca eroare-limită superioară.

În ceea ce priveşte reproductibilitatea rezultatelor măsurătorilor individuale, aplicînd calculul erorilor menţionat mai înainte, media măsurătorilor pentru o singură probă este dată cu o valoare a lui $\varepsilon = \pm 0°{,}5$ pentru probele puternic magnetizate şi $\varepsilon = \pm 2°$ pentru probele foarte

slab magnetizate. Voi căuta să micșorez această eroare, prin utilizarea unui galvanometru cu o sensibilitate mărită, cu ajutorul căruia și aceste probe să poată fi măsurate cu o precizie mai bună.

Rezultatele obținute. Pentru Tîrgșorul Vechi, din rezultatele obținute am putut urmări variația lui I între anii 1450 și 1700, trasînd o curbă continuă. Fiecare din cele trei puncte prin care este trasată curba reprezintă media calculată, așa cum am specificat în paragraful anterior, a unui număr de grupe de probe de aceeași vîrstă, luate din puncte diferite ale așezării medievale, puncte indicate la fața locului de arheologul Gh. Diaconu.

În ceea ce privește curba trasată pe baza datelor de la Gîrbova și Sebeș, pentru regiunea Hunedoara, aceasta, în stadiul actual al lucrărilor, poate avea oricare din cele 2 ramuri (*a* sau *b*) din figura 1, deoarece valoarea lui $I = 57°,3$ obținută pe probe colectate din zidurile cetății Gîrbova poate corespunde ori începutului secolului XIV (cărămizi originale), ori sfîrșitului secolului XV, în cazul în care fac parte din refacerea

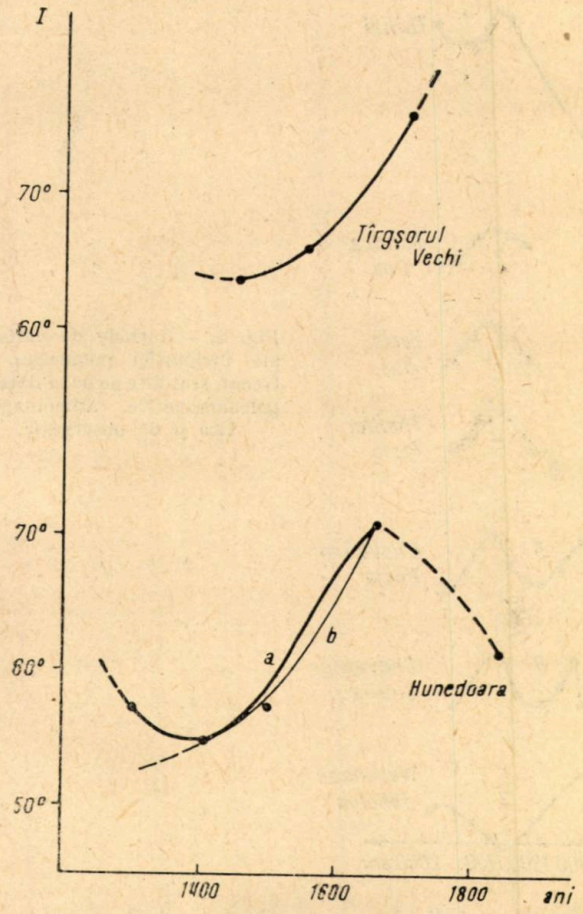


Fig. 1. — Variația înclinației magnetice între secolele XIV și XVIII la Tîrgșorul Vechi (regiunea Ploiești) și în regiunea Hunedoara.

cetății, efectuată în jurul acestei date. În anul curent voi completa măsurătorile din regiunea Hunedoara cu altele efectuate pe monumente istorice de aceeași vîrstă din apropiere, pentru a stabili exact care din cele două ramuri este cea adevărată.

Pe această curbă am reprezentat și valoarea măsurată la 1848 de K. Kreil la Sibiu (aceeași regiune), de $I = 61°,3$. Deoarece maximul pare a fi situat în jurul anilor 1650—1700, am unit punctat această valoare cu valoarea obținută prin măsurători arheomagnetice pentru secolul al XVII-lea. Considerînd cele două curbe, Hunedoara și Tîrgșorul Vechi,

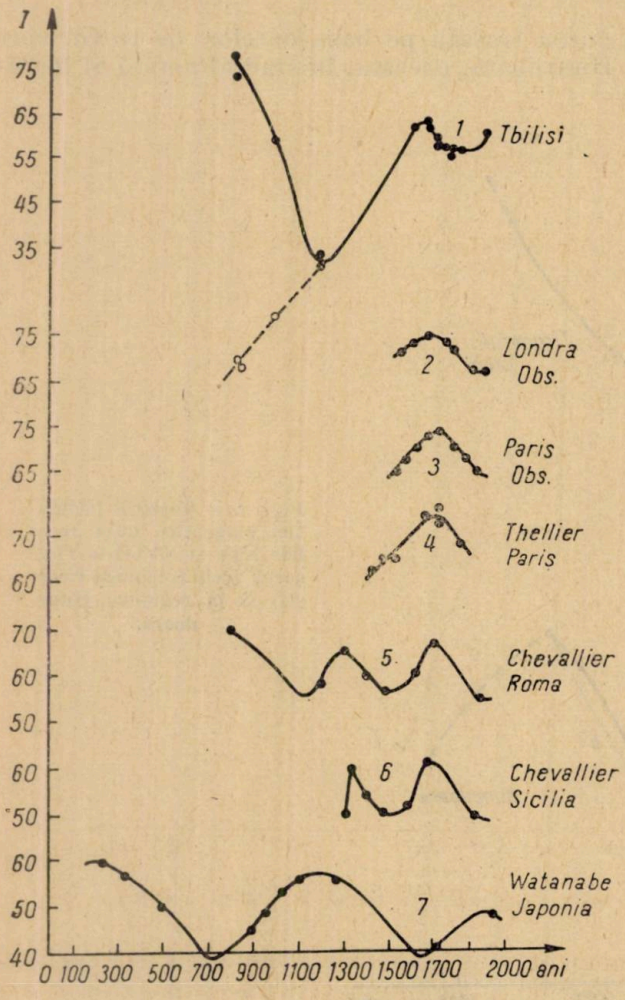


Fig. 2. — Curbele de variație ale înclinației magnetice în trecut, stabilite pe baza datelor paleomagnetice, arheomagnetice și de observație.

apar două fenomene similare ce pot fi observate și pe curbele trasate de cercetători străini, pe baza datelor paleomagnetice, arheomagnetice și de observație, reprezentate laolaltă în figura 2 de S.P. Burlațkaia și G. N. Petrova [8] într-un articol asupra variației cîmpului magnetic terestru în trecut.

Primele 6 curbe din figura 2, anume : 1. — Tbilisi (date paleomagnetice, arheomagnetice și de observație), 2. — Londra (date de observație), 3.- Paris (date de observație), 4. — Paris (Thellier, date arheomagnetice), 5. — 6. — Roma și Sicilia (Chevallier, date paleomagnetice), prezintă aceeași alură cu curbele trasate pentru Tîrgșorul Vechi și Hunedoara, anume o tendință de minim spre anul 1 500 și o tendință de maxim spre anul 1 700. Mai precis, cele 2 curbe, pentru Tîrgșorul Vechi și pentru regiunea Hunedoara, par a prezenta un minim în jurul anilor 1 400—1 450.

Comparativ cu curba 7 din figura 2 — curbă trasată de Watanabe pentru Japonia pe baza datelor paleomagnetice, arheomagnetice și de observație —, toate cele 6 curbe, inclusiv cele două din lucrarea de față, se află în contrafază cu aceasta, fapt ce cade de acord cu datele de observație ; S. P. Burlațkaia și G. N. Petrova în lucrarea [9] au arătat dependența înclinației de longitudine și au ajuns la concluzia că valoarea înclinației pentru $\lambda = 20-40°$ este în contrafază cu cea pentru $\lambda = 140°$ (longitudinea Japoniei). Acest fapt a fost explicat de autoare ca fiind legat de caracteristica planetară a variației seculare a cîmpului geomagnetic.

În ceea ce privește perioada variației seculare a înclinației, pe curbele trasate în lucrarea de față nu se pot face încă considerații, deoarece probele de care am dispus nu au acoperit și intervalul dinaintea anului 1 400 sau după 1 700. Totuși, dacă considerăm reprezentarea *a* a curbei pentru regiunea Hunedoara, înscriind și valoarea găsită prin măsurători directe de K. Kreil, ciclul variației seculare a înclinației ar părea a fi de $\cong 500$

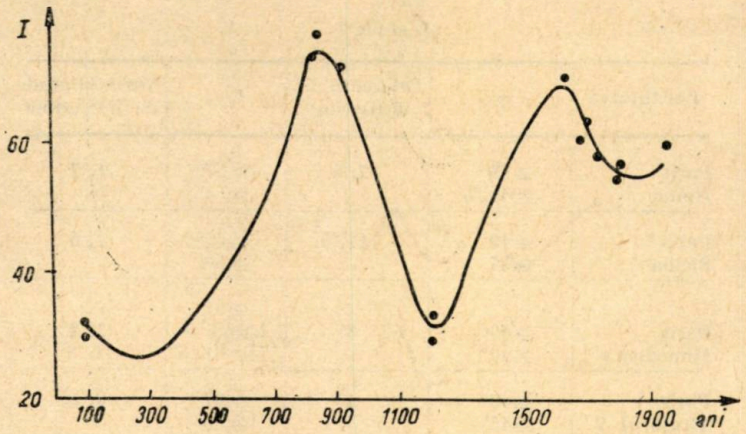


Fig. 3. — Variația înclinației magnetice în trecut la Tbilisi (U.R.S.S.).

ani, apropiindu-se de fenomenul pus în evidență de cele două curbe ale lui Chevallier (5, 6 în fig. 2), care, fiind diferite și din acest punct de vedere de curba lui Watanabe (perioada $\cong 1000$ ani), reliefează existența părții regionale a variației seculare a cîmpului geomagnetic.

Efectuînd o comparație, pe de o parte, între curbele nr. 4 (fig. 2) a lui Thellier și cea din figura 3 trasată de Burlațkaia [10] pentru Tbilisi

(aceeași reprezentată în figura 2, revizuită și completată), cu curbele trasate în lucrarea de față, pe de altă parte, am înscris în tabela 1, variația pe secol a înclinației măsurată pe cale indirectă. Comparația a fost făcută

Tabela 1

Localitatea	1 400—1 650	1 650—1 850	Observații
Paris (Thellier)	$\cong +5°$/secol	$\cong -6°,5$/secol	Coloana a 3-a 1 750—1 850
Tbilisi (Burlațkaia)	$\cong +5°$/secol	$\cong -6°,5$/secol	
Tîrgșorul V	$\cong +4°$/secol		Coloana a 2-a 1 450—1 650
Hunedoara	$\cong +6°,5$/secol	$\cong -5°$/secol	

numai cu cele două curbe menționate și nu și cu cele ale lui Chevallier, acestea nefiind efectuate cu același înalt grad de precizie.

O altă comparație interesantă ce poate fi efectuată între curbele arheomagnetice ale cercetătorilor străini și cele din Republica Socialistă România este variația lui I pe grad de latitudine, așa cum reiese din tabela 2 (pentru anul 1550).

Tabela 2

Localitatea	φ	Diferența de latitudine	$I_{măs}$	Variația/grad de latitudine
Paris Roma	$\cong 49°$ $\cong 41°,5$	7,°5	$\cong 67°$ $\cong 54°$	1,°7
Paris Sicilia	$\cong 49°$ $\cong 37°,5$	11,°5	$\cong 67°$ $\cong 50°$	1,°5
Paris Hunedoara	$\cong 49°$ $\cong 46°$	3°	$\cong 67°$ I $\cong 63°,5$ II $\cong 61°,5$	1,°2 1,°8
Paris Tîrgșorul V	$\cong 49°$ $\cong 45°$	4°	$\cong 67°$ $\cong 66°$	0,°25
Paris Tbilisi	$\cong 49°$ $\cong 42°$	7°	$\cong 67°$ $\cong 67°$	0°

Din acest tabel reiese o integrare bună a valorilor lui I măsurate pentru regiunea Hunedoara, între valorile înclinației măsurate de Thellier și Chevallier ; în același timp, valoarea lui I de la Tîrgșorul Vechi se apropie de valorile găsite de Burlațkaia. Acest fenomen va trebui verificat prin măsurători efectuate și pe alte probe de la monumente istorice din regiune datate în aceeași perioadă.

Măsurătorile arheomagnetice începute pentru cele două regiuni prezentate în lucrarea de față vor fi completate și pentru reg. Hunedoara și pentru Tîrgșorul Vechi cu altele similare asupra unor probe din regiune, pentru a completa perioada anterioară anului 1450 și ulterioară anului 1700.

Mulțumesc pe această cale acad. G. Atanasiu și conducerii Centrului de cercetări geofizice al Academiei pentru sprijinul acordat în realizarea instalațiilor și discuțiile purtate, ing. A. Soare și conducerii Institutului de geofizică aplicată al Comitetului de Stat al Geologiei care mi-au dat posibilitatea să efectuez măsurătorile la Observatorul Surlari în condiții bune de lucru, și ing. A. Ionescu, pentru ajutorul susținut dat în efectuarea măsurătorilor.

Primit la redacție la 20 iunie 1967.

BIBLIOGRAFIE

1. St. Rumowski, *Determinatio Longitudinis et Latitudinis quorundam Moldaviae et Valachiae locorum deducato ex observationibus Iohanne Islenieff*, Novi comentarii Academiae scientiarum imperialis Petropolitanae, **XVIII**, 640, (1773).
2. K. Kreil, *Magnetische und Geographische Ortbestimmungen im Österreichischen Kaiserstaate*, vol. 3, 4 și 5, Praha, 1848—1852.
3. R. Heitel, *Monumentele medievale din Sebeș Alba*, Edit. Meridiane, București, 1964.
4. V. Vătășianu, *Istoria artei feudale în Țările Române*. Vol. I, Edit. Academiei R.P.R., București, 1959.
5. Gh. Oprescu, *Bisericile cetăți ale sașilor din Ardeal*. Edit. Academiei, București, 1957.
6. Gh. Diaconu, *Tîrgșor. Necropola din sec. III—IV*. Edit. Academiei R.P.R., București, 1965.
7. E. Thellier, *Thèse*. Ann. de l'Inst. de Phys. du Globe, **16** *157*, (1938).
8. С. П. Бурлацкая, Г. Н. Петрова, *Изменение магнитного поля земли в прошлом по археомагнитным, палеомагнитным и обсерваторным данным*, Геомагнетизм и Аэрономия, *4*, 594—598 (1961).
9. С. П. Бурлацкая Г. Н. Петрова, *Археомагнитный метод изучения изменений геомагнитного поля в прошлом*, Геомагнетизм и Аэрономия, *1*, 111—119 (1961).
10. С. П. Бурлацкая *Древнее магнитное поле земли*, Известия Акад. Наук СССР, *4*, 524—528 (1962).

ASUPRA CONCENTRAȚIEI. NUCLEELOR DE CONDENSARE II

DE

VALERIA WINTER și MAGDA CAZAN-CORBASCA

Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

Într-o notă publicată anterior [1] am arătat care este dependența dintre variația concentrației nucleelor de condensare și factorii atmosferici în regiunea Dobrogea, în două zone perfect distincte (zona de litoral și zona de interior).

În această notă ne propunem să arătăm ce legătură există între concentrația nucleelor de condensare și opacitatea atmosferică, pentru aceeași regiune.

În vederea studierii opacității atmosferice în cele două zone amintite, am executat în iulie 1964 măsurători concomitente de radiație solară directă [2]. Măsurătorile au fost executate aproximativ la aceeași oră, în limita îngăduită de condițiile atmosferice, în zona de litoral cu un actinometru blindat Linke-Feussner, prevăzut cu un galvanometru portabil având sensibilitatea 6.10^{-9} A, ambele fabricate de Kipp și Zonen (Olanda), iar în zona de interior cu un actinometru Michelson-Marten, prevăzut cu filtre de sticlă *OG*1 și *RG*2. Pe lîngă filtrele de sticlă *OG*1 și *RG*2, actinometrul Linke-Feussner este prevăzut și cu filtre interferențiale Schott-Jena, care au transparența maximă la lungimile de undă de 380, 450, 502, 550, 601, 768, 911 și 1015 mμ.

Din valorile medii ale intensității radiației solare directe s-au calculat valorile medii ale coeficienților de extincție ai aerosolului $a_{2\lambda}$, precum și ale coeficienților de opacitate α și β. Coeficientul α reprezintă o măsură aproximativă pentru mărimea medie a particulelor aerosolului și funcției de difuzie a radiației difuzate [3]. Coeficientul β, care dă o măsură exactă a extincției prin aerosol, poate fi folosit la compararea purității atmosferei în cele două zone.

S-a stabilit că fluxul radiației solare are o variație inversă față de cea a masei atmosferice [4]; astfel, în primele ore ale dimineții fluxul crește rapid, iar în ultimele ore ale după-amiezii scade rapid.

Din datele de observație obținute de noi a rezultat o valoare mai scăzută a intensității radiației solare directe în zona de interior decît

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ. TOM. 5, NR. 2 P. 225–230 BUCUREȘTI, 1967

în zona de litoral, ceea ce era de aşteptat, deoarece extincţia durează mai mult în zona de interior decît în zona de litoral, unde acţiunea brizei de mare duce la rapida antrenare convectivă a aerosolului, deci la scăderea opacităţii (fig. 1). Acest lucru este bine pus în evidenţă şi de variaţia intensităţii radiaţiei solare directe în cele două localităţi de pe litoral situate la nord şi sud de staţia fixă Agigea, variaţie care diferă prea puţin de cea din staţia fixă, confundîndu-se în parte (fig. 2).

Aşa cum reiese din figura 2, intensitatea radiaţiei solare are o valoare mai mare în cursul primei părţi a zilei în staţiunea Agigea decît în celelalte două staţiuni de pe litoral.

În cursul după-amiezii această diferenţă scade, astfel că se obţine aceeaşi valoare a intensităţii radiaţiei solare în toate cele trei localităţi. Diferenţa constatată în cursul dimineţii poate fi explicată prin aceea că, în timp ce Agigea este situată pe o faleză înaltă şi cu o plantaţie întinsă de salcîmi, care reprezintă un filtru pentru nuclee, localităţile „2 Mai" şi Capul Midia au o plajă joasă, lipsită de vegetaţie.

Faţă de intensitatea radiaţiei din părţile spectrale de unde mai lungi, intensitatea radiaţiei solare din părţile spectrale de unde scurte creşte mai mult cu creşterea înălţimii solare [5]. Măsurătorile noastre cu filtrele interferenţiale cu transparenţa maximă la lungimile de undă de 380, 911 şi 1015 mμ au arătat acest lucru. Variaţia mai accentuată a fluxului de radiaţie solară dinspre regiunea ultravioletă a spectrului este în opoziţie cu variaţia concentraţiei nucleelor de condensare. Radiaţia ultravioletă solară provine în general de la două surse care lucrează concomitent : a) radiaţii primite direct de la soare şi b) radiaţii difuzate în atmosferă şi primite din toate direcţiile de la bolta cerească. Fluxurile ambelor surse, precum şi compoziţia lor spectrală, variază cu masa atmosferică, depinzînd în acelaşi timp de transparenţa atmosferică variabilă, de cantitatea variabilă de ozon prezentă în atmosferă şi de eventuala prezenţă a norilor. La o creştere rapidă a fluxului de radiaţie dinspre regiunea ultravioletă a spectrului îi corespunde o scădere pronunţată a concentraţiei nucleelor de condensare (fig. 3).

Pentru o regiune pură, clară, acest rezultat este de aşteptat, fiindcă ultravioletul solar este absorbit efectiv de impurităţi. Pentru regiuni pline de impurităţi, explicaţia nu mai este valabilă, deoarece în zilele senine creşterea concentraţiei nucleelor trebuie parţial atribuită şi radiaţiei ultraviolete solare (apar produsele de oxidare datorite ozonului). De aici s-a constatat că la o creştere a radiaţiei ultraviolete solare a rezultat o creştere a concentraţiei nucleelor de condensare [6]. Nucleele produse de radiaţie nu iau parte probabil la transmisia ultravioletului solar, afară de cazul cînd nucleele, în urma coalescenţei cu particulele de aerosol cresc devenind mici picături.

Aşa cum am arătat mai înainte, valoarea intensităţii radiaţiei solare directe este mai mare la amiază decît dimineaţa (drumul optic al razei este minim la prînz), deci slăbirea radiaţiei solare este minimă la prînz, de unde rezultă o transparenţă atmosferică mai mare. Într-adevăr, din datele noastre de observaţie a rezultat o scădere a coeficientului de extincţie total la amiază, scădere care corespunde şi unei micşorări a concentraţiei nucleelor de condensare la sol (fig. 4).

Din curba de variaţie a coeficientului de opacitate β rezultă o valoare mai mare dimineaţa, apoi o scădere la amiază, ca din nou să

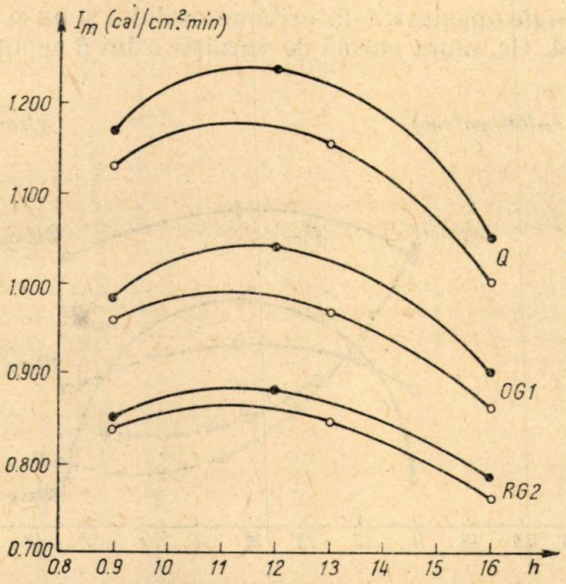


Fig. 1. — Variația intensității radiației solare directe (val. medie) în zona de interior ○ și în zona de litoral ●.

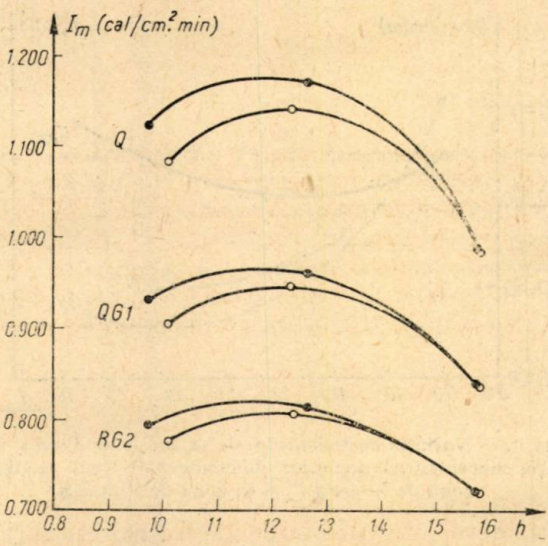


Fig. 2. — Variația intensității radiației solare directe (val. medie) în zona litoral (Agigea ●; „2 Mai" și Capul Midia ○).

crească după-amiaza. Coeficientul de opacitate β ar trebui să fie, practic, influenţat numai de opacitatea datorită aerosolului şi nu şi de cea datorită vaporilor de apă. Or, alura curbei de variaţie a lui β se apropie de aceea

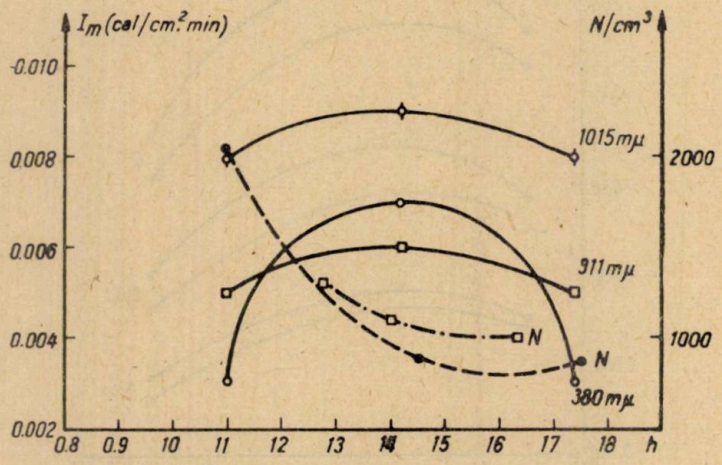


Fig. 3. — Variaţia intensităţii radiaţiei solare directe (val. medie) în domeniile spectrale de 380, 911 şi 1015 mμ şi variaţia concentraţiei nucleelor de condensare (val. medie) în zona de interior □ şi în zona de litoral ●.

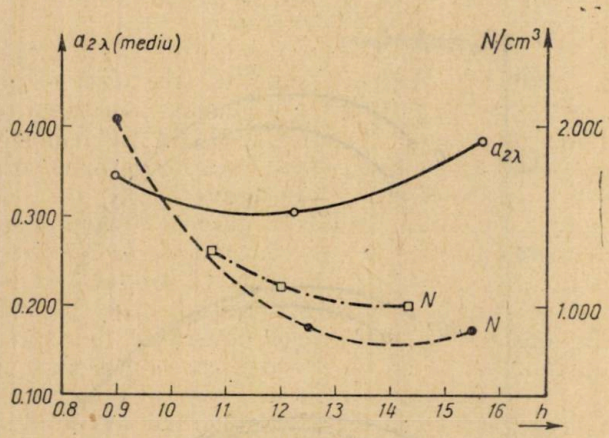


Fig. 4. — Variaţia coeficientului de extincţie mediu $a_{2\lambda}$ şi variaţia concentraţiei nucleelor de condensare (val. medie) în zona de interior □ şi în zona de litoral ●.

a tensiunii vaporilor la sol, cu maximul dimineaţa şi seara şi minimul la prînz, deci diferit de alura curbei concentraţiei nucleelor de condensare la sol, care are un maxim pronunţat dimineaţa, dar la amiază rămîne

practic staţionară (fig. 5). De asemenea, observaţiile noastre ne-au arătat că la o scădere a umezelii din atmosferă se produce o micşorare a extincţiei radiaţiei solare în sectorul infraroşu al spectrului şi invers, aceasta datorită absorbţiei vaporilor de apă, ceea ce ar explica oarecum alura curbei de variaţie a lui β.

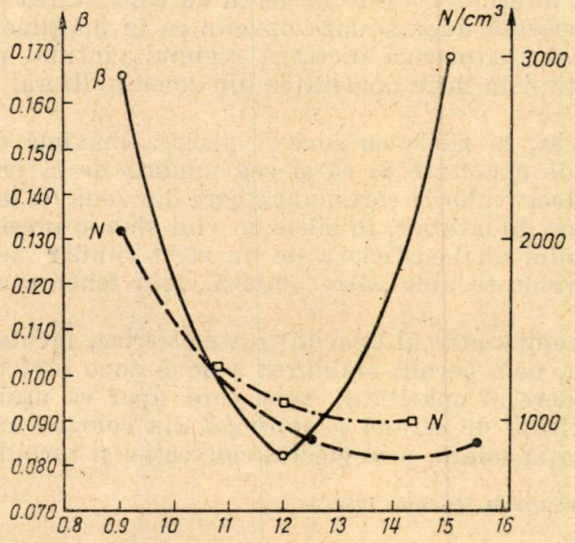


Fig. 5. — Variaţia coeficientului de opacitate β (val. medie) şi variaţia concentraţiei nucleelor de condensare (val. medie) în zona de interior □ şi în zona de litoral ●.

Totuşi, o explicaţie mai plauzibilă ne pare aceea a corelaţiei dintre β şi *aerosolul precipitabil* (înţelegînd prin acesta cantitatea totală de aerosol conţinută în drumul optic al radiaţiei solare în atmosferă).

În cursul zilei, concentraţia la sol scade, datorită antrenării în înălţime a aerosolului prin turbulenţă şi convecţie.

Ca urmare, cantitatea totală de aerosol din coloana străbătută de radiaţia solară, adică ceea ce am denumit *aerosolul precipitabil*, creşte, din cauză că actul antrenării turbulente şi convective nu se mărgineşte numai la o redistribuire a cantităţii iniţiale din coloană, ci reprezintă şi un proces generator. Acest proces constă în detaşarea pulberilor de variate dimensiuni de pe sol şi intensificarea generării lor la suprafaţa mării.

În ceea ce priveşte intensificarea generării aerosolului marin, aceasta se datoreşte efectului Blanchard, care constă în expulzarea micropicăturilor de soluţie marină în urma spargerii bulelor la suprafaţa mării. Aceste bule iau naştere atît prin încorporarea aerului în crestele valurilor, cît şi prin eliberarea gazelor dizolvate în mare (chiar pe mare liniştită), eliberare determinată de creşterea temperaturii apei în cursul zilei.

Dacă pînă la amiază condiţiile locale (briza de mare care transportă o cantitate mare de nuclee) au o influenţă asupra stării generale a opacităţii aerului, după-amiaza putem admite că acţiunea particulelor opace

din altitudine este preponderentă. Totul se petrece ca şi cum nucleele antrenate de la sol în înălţime prin convecţie şi turbulenţă ar rămîne pentru un timp sus sub forma unei pături optic mai opacă, identificabilă cu stratul-limită planetar (în condiţiile locale), urmînd ca în timpul nopţii particulele mari să sufere fenomenul de sedimentare sub acţiunea gravitaţiei. Această interpretare este în acord cu constatarea că regimul vîntului nu influenţează după-amiaza opacitatea în înălţime.

Deoarece briza marină dictează regimul vîntului pe litoral, vom avea o diferenţă netă între opacitatea din zona de litoral şi cea din zona de interior [7].

Într-adevăr, în zilele cu soare, valoarea maximă de dimineaţă a coeficientului de opacitate β, ca şi cea minimă de la prînz, pe litoral, sînt mai mici decît valorile corespunzătoare din zona de interior. Aceasta deoarece în zona de interior, în zilele cu vînt slab şi presiune staţionară, opacitatea aerului nu beneficiază de un efect similar aceluia al brizei marine, micşorîndu-se abia către amiază, prin fenomenul de convecţie şi turbulenţă.

Studiul comparativ al opacităţii atmosferice, făcut de noi în regiunea Dobrogea, ne-a permis stabilirea a două zone perfect distincte din punctul de vedere al opacităţii, zone care apar ca urmare a creşterii diferite a cantităţii de *aerosol precipitabil* din coloana atmosferică străbătută de radiaţia solară, prin efectul convecţiei şi turbulenţei.

Primit la redacţie la 20 iunie 1967.

BIBLIOGRAFIE

1. V. WINTER şi M. CAZAN-CORBASCA, St. cerc. geofiz., *4*, 1, 101—106 (1966).
2. V. WINTER, St. cerc. geofiz., *1*, 1, 129—141 (1963).
3. H. HINZPETER, Zeitschrift für Meteorologie, **10**, *4*, 100—110 (1956).
4. M. K. ELNESR, A. M. KHALIL, Pure and Applied Geophysics, **60**, 217—228 (1965/I).
5. H. LOSSNITZER, Archiv für Meteorologie, Geophsik und Bioklimatologie, Seria B, **9**, 1 (1958).
6. G. HENTSCHEL, Zeitschrift für Meteorologie, **10**, *5*, 142—147 (1956).
7. I. G. GALINDO, Pure and Applied Geophysics, *60*, 189—196 (1965/II).

PENDULUL ORIZONTAL DIN CUARȚ CONSTRUIT ÎN CADRUL OBSERVATORULUI GRAVIMETRIC CĂLDĂRUȘANI

DE

DOREL ZUGRĂVESCU

Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

Imposibilitatea construirii unui reper solidar cu centrul de masă al Pământului face ca deformațiile cunoscute sub numele de maree terestre, deformații ce afectează globul în ansamblu, să nu poată fi măsurate direct. Cercetătorii ocupați cu astfel de studii sînt obligați să se mulțumească doar cu urmărirea unor efecte indirecte.

Dintre acestea, deosebit de interesante pentru interpretare și, în același timp, susceptibile de evaluare cantitativă exactă, sînt mareele gravimetrice și mareele clinometrice. Pentru un anumit punct de pe suprafața Pământului, primele fac să varieze gravitatea, iar ultimele direcția verticalei locului. Cu alte cuvinte, primele exprimă efectul componentei verticale, iar ultimele efectul componentei orizontale a forței derivate din potențialul luni-solar de maree. Ordinul de mărime al amplitudinii mareelor gravimetrice este de 2.10^{-4} gali (aproximativ 2.10^{-7} g), iar al mareelor clinometrice de 0,05″, adică de 50 milisecunde sexagesimale de arc (mseca).

În cadrul Observatorului gravimetric Căldărușani înregistrarea continuă a mareelor gravimetrice a fost începută în 1966, folosindu-se un gravimetru Askania de tip GS-11, la care a fost adaptat un sistem fotogalvanometric de construcție proprie. Modul în care a fost amenajată stația pentru înregistrarea mareelor terestre și primele rezultate obținute au făcut obiectul a două lucrări [1] și [2].

Prezentăm acum primele înregistrări experimentale ale mareelor clinometrice obținute în cadrul Observatorului gravimetric Căldărușani cu ajutorul unui pendul orizontal din cuarț, realizat în întregime în atelierul observatorului.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 5, NR. 2 P. 231–243 BUCUREȘTI, 1967

AMPLIFICAREA DEVIAȚIEI DE LA VERTICALĂ ȘI STABILITATEA PENDULULUI ORIZONTAL DIN CUARȚ

Utilizat cu rezultate foarte bune în seismologie încă de la sfîrșitul veacului trecut, pendulul orizontal a început în ultima vreme să fie folosit pe scară tot mai largă pentru studiul mareelor clinometrice. Cu ajutorul său, deviațiile infime ale verticalei sînt amplificate foarte mult, devenind măsurabile.

Înțelegem prin pendul orizontal un pendul obligat prin construcție să oscileze într-un plan foarte apropiat de planul orizontal. Notînd cu i unghiul dintre axa verticală Oz și axa de rotație Op, considerații elementare (fig. 1) arată că perioada proprie T_i a pendulului este dată de relația

$$T_i = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g \sin i}}, \tag{1}$$

unde g este gravitatea, l — lungimea redusă a pendulului, T_i fiind cu atît mai mare cu cît unghiul i este mai mic.

Din figura 2 se poate înțelege modul în care amplifică pendulul orizontal deviațiile verticalei. Considerînd sistemul rectangular de coordonate xyz situat cu planul xOy în planul orizontal, axa Oz orientată în sus după verticala locului, iar axa de rotație a pendulului Op situînd-o în planul vertical xOz, poziția de echilibru stabil a pendulului va fi cuprinsă în planul xOz. Componenta γ a deviației de la verticală cuprinsă în planul xOz nu modifică poziția de echilibru a pendulului, cu condiția să nu fie mai mare decît unghiul i. Poziția de echilibru a pendulului va fi modificată numai de componenta δ a deviației de la verticală, componentă situată în planul yOz. Cuplul gravitațional rezultat va obliga masa m să se rotească în jurul axei Op, pentru a se situa în planul definit de punctul z' și axa de rotație Op. Notînd cu ρ unghiul MOM' și ținînd seama de faptul că

$$MOM' = Z'PZ$$

aproximînd triunghiul sferic dreptunghic $Z'PZ$ de dimensiuni foarte mici cu un triunghi dreptunghic plan, din figură rezultă:

$$\operatorname{tg} \rho = \frac{\delta}{i} \tag{2}$$

sau, fiindcă unghiul ρ este foarte mic

$$\rho = \frac{1}{i}\,\delta. \tag{3}$$

Relația (3) arată că între unghiul ρ care definește noua poziție de echilibru a pendulului orizontal și deviația verticalei δ există proporționalitate directă, factorul de proporționalitate fiind tocmai inversul unghiului i:

$$K = \frac{1}{i}. \tag{4}$$

În felul acesta — teoretic — pendulul orizontal poate amplifica oricît de mult deviația de la verticală, deoarece

$$\lim_{i \to 0} K = \infty. \tag{5}$$

Se poate verifica uşor că amplificarea deviaţiei δ a verticalei, obţinută cu un pendul orizontal a cărui axă de rotaţie face cu verticala locului un unghi de o secundă sexagesimală de arc, este de aproximativ 2.10^5 ori.

În practică unghiul i nu poate fi făcut oricît de mic. Limita sa inferioară este dictată în primul rînd de tipul de suspensie folosit, în al doilea rînd de proprietăţile materialului, iar în al treilea rînd de acurateţea execuţiei.

Primul dintre deziderate a fost rezolvat în condiţii foarte bune încă din 1832 de către Lorenz Hengler [3], care a pus la dispoziţia noastră ingenioasa suspensie bifilară cunoscută azi sub numele lui Zöllner, experimentatorul ce a folosit-o pentru prima dată cu succes.

Cel de-al doilea deziderat a fost rezolvat de asemenea în condiţii foarte bune, dar abia un secol mai tîrziu (în 1928) de către M. Ishimoto [4], care a avut pentru prima oară ideea de a folosi cuarţul topit pentru construcţia pendulului orizontal. Coeficientul de dilatare liniară al cuarţului, practic constant între 0 şi 1000°C, este de aproximativ $5{,}4.10^{-7}$/grad centigrad; coeficientul de dilatare liniară al super invarului — aproximativ 10^{-7}/grad centigrad este mai mic, dar este constant numai într-un domeniu îngust de temperaturi.

O calitate deosebit de importantă a cuarţului este şi lipsa aproape completă a vîscozităţii. În timpul torsiunii unui fir de cuarţ nu are loc

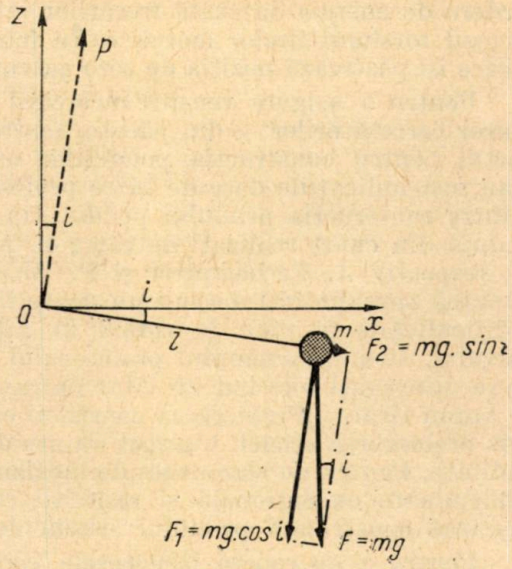


Fig. 1. — Componenta F_1 este anulată prin construcţie, iar mişcarea pendulului orizontal este datorată numai componentei F_2.

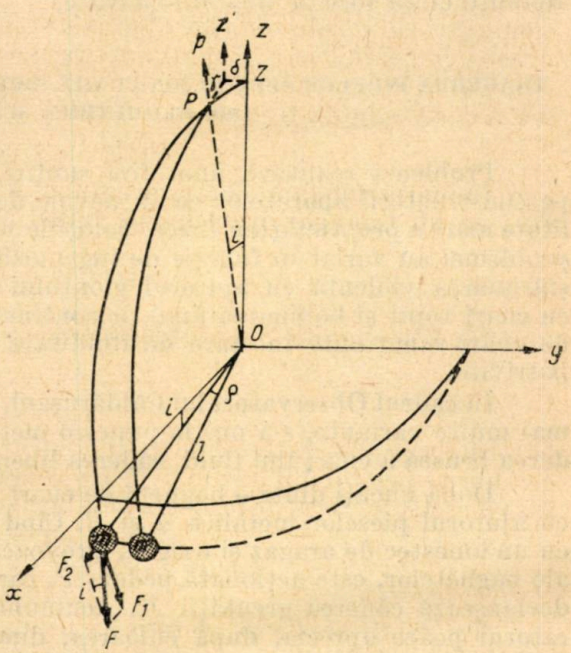


Fig. 2. — Pendulul orizontal face măsurabilă componenta deviaţiei de la verticală, perpendiculară pe planul său de echilibru stabil.

pierdere de energie datorată frecărilor intermoleculare, cum se întîmplă în cazul torsiunii firelor metalice. În felul acesta se explică fidelitatea cu care își păstrează poziția de zero galvanometrele cu fir de cuarț.

Pentru a asigura reușita încercării noastre, am folosit experiența tuturor cercetătorilor — din păcate, foarte puțini — care au întrebuințat cuarțul pentru construcția pendulilor orizontali. Extrem de prețioase ne-au fost indicațiile date de către profesorul Paul Melchior [5]. Faptul că între construcția primului pendul din cuarț realizat de Ischimoto și pendulii din cuarț realizați de către P. A. Blum și G. Jobert în Franța [6], respectiv J. Verbaandert și P. Melchior în Belgia [7], au trebuit să treacă aproape trei decenii nu poate fi explicat decît dacă ne gîndim la dificultățile pe care le ridică în fața constructorului prelucrarea cuarțului. Urmînd exemplul profesorului Paul Melchior [5], vom reliefa aceste dificultăți folosind un citat extras din lucrarea [8], publicată de dr. Anton Graf : „Prelucrarea cuarțului este în mod esențial mai dificilă decît prelucrarea sticlei. Cuarțul nu are decît un foarte mic domeniu de fluiditate. Pentru un slab exces de încălzire, el sublimează. Este necesară o îndemînare excepțională și exerciții care durează ani, pentru ca să reușească construcția primului sistem de măsură".

Pentru a nu repeta insuccesele cercetătorilor care, în ciuda calităților excepționale ale cuarțului din cauza dificultăților de prelucrare au fost siliți să-l abandoneze în favoarea unor aliaje metalice, în planificarea activității noastre am avut în permanență în vedere acest citat : nu am depășit niciodată o etapă fără a fi siguri că toate problemele aferente ei au fost pe deplin rezolvate.

TRAGEREA FIRELOR SUBȚIRI DIN CUARȚ, DETERMINAREA PROPRIETĂȚILOR LOR GEOMETRICE ȘI FIZICE

Problema realizării unor fire subțiri din cuarț a preocupat mult pe constructorii aparatelor ce au nevoie de suspensii subțiri și de stabilitate mare a proprietăților fizice. Soluțiile adoptate de ei pentru rezolvarea problemei au variat în funcție de ingeniozitate, posibilități și scop, între sfărîmarea violentă cu ajutorul glonțului de revolver a unui recipient cu cuarț topit și bobinarea unui fir continuu, trăs din vîrful unei baghete de cuarț menținută în stare de fluiditate cu ajutorul unei temperaturi potrivite.

În cadrul Observatorului Căldărușani, după ce au fost experimentate mai multe variante, s-a pus la punct o metodă ce folosește, pentru întinderea bruscă a cuarțului fluid, căderea liberă a unei greutăți (fig. 3).

Două bucăți dintr-o baghetă de cuarț, C și C', sînt fixate cap la cap cu ajutorul pieselor metalice A și B. Cînd flacăra circulară F, obținută cu un amestec de aragaz și oxigen, provoacă topirea punctelor de contact ale baghetelor, este acționată pedala P, care, printr-un sistem de pîrghii, declanșează căderea greutății M. Acumulînd suficientă experiență, operatorul poate aprecia, după culoarea, dimensiunile și poziția cuarțului topit, momentul cel mai potrivit pentru ca firul obținut să aibă calități optime. Căderea greutății este amortizată într-o cuvă cu nisip. Se obțin în felul acesta fire cu lungimea de circa 100 cm, din care apoi sînt sortate

porțiunile cu secțiune circulară, diametru constant și cu repartiția tensiunilor cît mai uniformă.

Cu ajutorul dispozitivului din figura 4 este controlată forma secțiunii, este măsurat diametrul și sînt sortate, dintre firele realizate, porțiunile eventual interesante pentru construirea pendulilor orizontali.

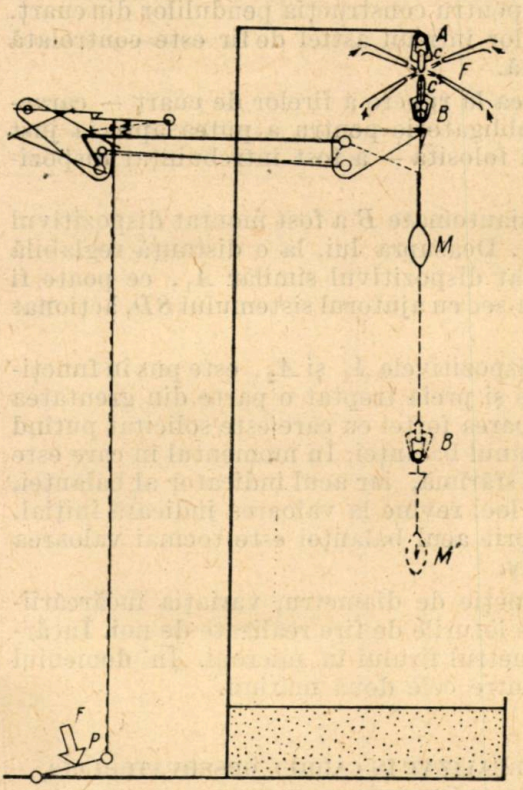


Fig. 3. — Dispozitiv pentru tras fire subțiri din cuarț.

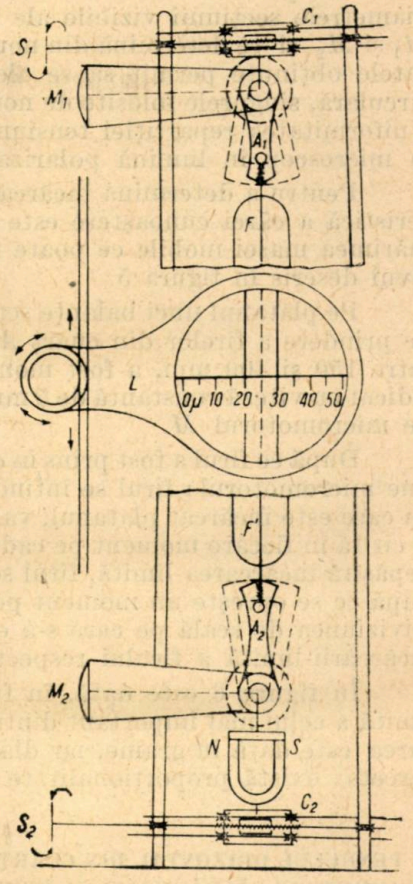


Fig. 4. — Dispozitiv pentru determinat proprietățile geometrice ale firelor subțiri din cuarț. Punctat a fost reprezentată poziția manetelor M_1 și M_2 după rotirea cu 90°.

O cutie paralelipipedică din duraluminiu cu dimensiunile 850 × 120 × × 80 mm, prevăzută cu o fantă cu dimensiunile 800 × 8 mm iluminată din interior cu ajutorul unui tub fluorescent, are fixate la cele două extremități cîte un șurub fără sfîrșit S_1 și S_2, ce permit cărucioarelor C_1 și C_2 deplasarea la stînga și la dreapta. Cu ajutorul lor, capetele firului din cuarț prinse cu dispozitivele A_1 și A_2 sînt aduse în poziția dorită. Fiecare din dispozitivele de prindere poate fi rotit cu 90°, acționînd manetele M_1 și M_2.

În faţa fantei se poate deplasa în sus şi în jos o lunetă L, cu scala gradată în microni.

După ce firul este prins în dispozitivele A_1 şi A_2, dispozitivul A_2 este lăsat liber un timp pentru a se elimina torsiunea. Se face apoi blocarea folosind magnetul permanent N S.

Cu ajutorul lunetei L se determină din 5 în 5 cm şi se trec în fişe diametrele secţiunii vizibile ale firului; se rotesc apoi cu 90° manetele M_1 şi M_2 şi se determină din nou din 5 în 5 cm diametrele firului. Rezultatele obţinute permit să se aleagă porţiunile cu secţiune uniformă şi circulară, singurele folosite de noi pentru construcţia pendulilor din cuarţ. Uniformitatea repartiţiei tensiunilor într-un astfel de fir este controlată la microscop în lumină polarizată.

Pentru a determina încărcarea la rupere a firelor de cuarţ — caracteristică a cărei cunoaştere este obligatorie pentru a putea aprecia just mărimea masei mobile ce poate fi folosită — a fost întrebuinţat dispozitivul descris în figura 5.

Pe platanul unei balanţe semiautomate B a fost montat dispozitivul de prindere a firelor din cuarţ A_2. Deasupra lui, la o distanţă reglabilă între 150 şi 400 mm, a fost montat dispozitivul similar A_1, ce poate fi ridicat cu viteză constantă de 5 mm/sec cu ajutorul sistemului SD, acţionat de micromotorul M.

După ce firul a fost prins în dispozitivele A_1 şi A_2, este pus în funcţiune micromotorul; firul se întinde şi preia treptat o parte din greutatea cu care este încărcat platanul, valoarea forţei cu care este solicitat putînd fi citită în fiecare moment pe cadranul balanţei. În momentul în care este depăşită încărcarea-limită, firul se sfărîmă, iar acul indicator al balanţei, după ce se opreşte un moment pe loc, revine la valoarea indicată iniţial. Diviziunea de scală pe care s-a oprit acul balanţei este tocmai valoarea încărcării-limită a firului respectiv.

În figura 6 este dată, în funcţie de diametru, variaţia încărcării-limită a celui mai important dintre loturile de fire realizate de noi. Încărcarea este dată în grame, iar diametrul firului în microni. În domeniul cercetat există proporţionalitate între cele două mărimi.

PENDULUL ORIZONTAL DIN CUARŢ REALIZAT ÎN CADRUL OBSERVATORULUI GRAVIMETRIC CĂLDĂRUŞANI ŞI ÎNREGISTRĂRI EXPERIMENTALE ALE MAREELOR CLINOMETRICE

În cazul pendulului ideal, coeficientul de amplificare al deviaţiei verticalei nu depinde nici de calitatea materialului utilizat, nici de dimensiunile geometrice, şi nici de masă; în cazul pendulului real, toate aceste elemente au importanţă. Pentru a le evalua influenţa vom porni de la ecuaţia de echilibru a pendulului orizontal real.

Se înţelege că deviaţia de la verticală este provocată de apariţia unei acceleraţii gravitaţionale orizontale Δg. Evident:

$$\operatorname{tg}\delta = \frac{\Delta g}{g} \tag{6}$$

sau, fiindcă unghiul δ este foarte mic

$$\Delta g = g\delta. \tag{7}$$

Acţionînd asupra masei m, această acceleraţie dă naştere la un moment de rotaţie ce scoate pendulul din poziţia de echilibru :

$$\mathfrak{M}_\delta = ml\,\Delta g \tag{8}$$

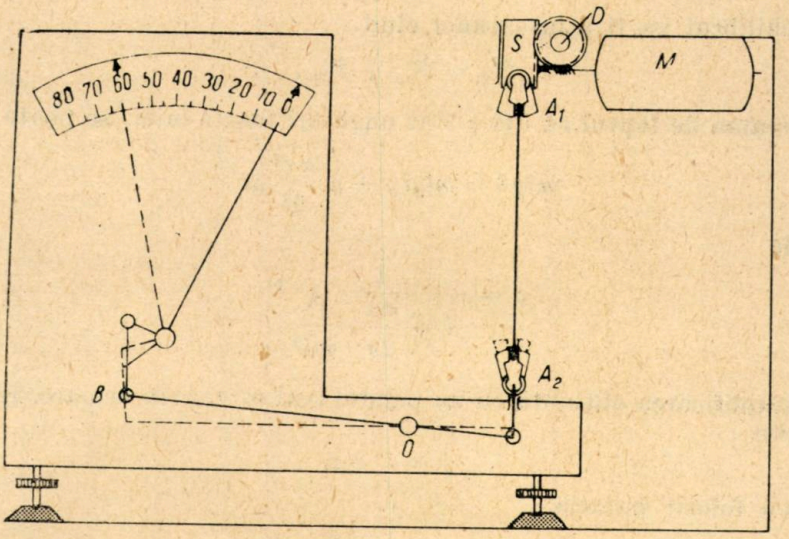


Fig. 5. — Dispozitiv pentru determinarea încărcării-limită suportată de firele subţiri din cuarţ.

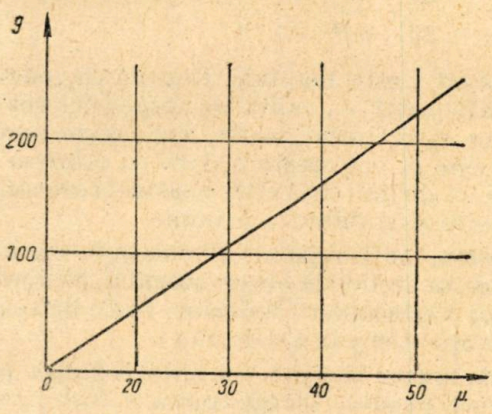


Fig. 6. — Încărcarea-limită a firelor subţiri din cuarţ în funcţie de diametru.

sau, ţinînd seama de (7),

$$\mathfrak{M}_\delta = ml\,g\delta.$$

Modificării poziţiei iniţiale i se opun momentele datorate gravitaţiei :

$$\mathfrak{M}_g = mlg \sin i \sin \rho \tag{9}$$

şi torsiunii firului :

$$\mathfrak{M}_\eta = \eta\rho. \tag{10}$$

Cu η a fost notat modulul de torsiune, constantă care, aşa cum a arătat Coulomb, nu depinde decît de dimensiunile geometrice ale firului — raza r şi lungimea l — şi de valoarea modulului de rigiditate μ al materialului din care a fost confecţionat :

$$\eta = \mu \frac{\pi r^4}{2l}. \tag{11}$$

Cum echilibrul va fi atins atunci cînd

$$\mathfrak{M}_\delta = \mathfrak{M}_g + \mathfrak{M}_\eta, \tag{12}$$

ţinînd seama de faptul că i şi ρ sînt unghiuri foarte mici, se poate scrie :

$$mlg\delta = mlgi\rho + \mu \frac{\pi r^4}{2l} \rho, \tag{13}$$

de unde

$$\rho = \frac{1}{i + \frac{\pi\mu}{2g} \cdot \frac{r^4}{ml^2}} \delta. \tag{14}$$

Amplificarea obţinută cu un pendul real este, prin urmare, inversul unghiului

$$j = i + \varepsilon, \tag{15}$$

unde s-a folosit notaţia

$$\varepsilon = \frac{\pi\mu}{2g} \cdot \frac{r^4}{ml^2}. \tag{16}$$

Ea poate fi cu atît mai mare cu cît ε este mai mic. Rezultă că, odată ales materialul — modul de rigiditate μ dat —, calităţile suspensiei vor creşte extrem de repede pe măsură ce raza firului scade, vor creşte repede pe măsură ce lungimea firului creşte şi vor creşte o dată cu mărirea masei pendulului. Aceste consideraţii au dirijat eforturile noastre, care au urmărit să dea pendulului sensibilitate şi stabilitate maxime.

În figura 7 este dată schema, iar în figura 8 este dată fotografia primului pendul orizontal construit în atelierele observatorului. El reproduce ca geometrie pendulul orizontal Verbaandert Melchior, firele de suspensie folosite de noi fiind însă mai subţiri (30 μ în loc de 40 μ).

Figurile 9 şi 10 reprezintă, reduse la scara 1/6,4, două dintre primele clinograme înregistrate cu acest pendul. Înregistrarea a fost făcută pe hîrtie cu lăţimea de 300 mm, situată la 6 m distanţă de pendul, folosindu-se o baterie de 5 proiectoare cu spotul foarte lat *). Perioada proprie a pendulului a fost de 69 de secunde. Existenţa unor cauze perturbatoare, între care un rol important îl ocupă tensiunile interne, este vizibilă : diagrama pune în evidenţă mareea clinometrică, dar mersul său este perturbat de diferite neuniformităţi.

*) Distanţa dintre spoturi a fost în cazul de faţă de 26 cm : atunci cînd un spot părăseşte diagrama, intră un altul.

Cercetînd în lumină polarizată repartiţia tensiunilor, am ajuns la concluzia că frîngerea braţului de suspensie în vîrful tetraedrului din cuarţ provoacă apariţia celor mai importante tensiuni din întregul aparat.

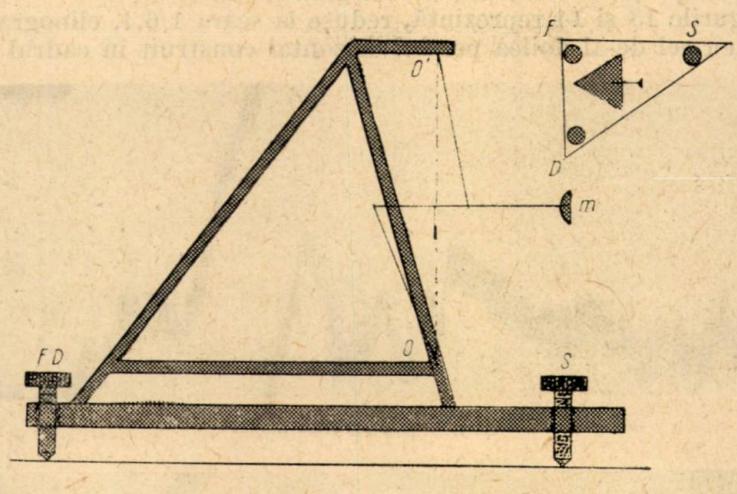


Fig. 7. — Schema primului pendul orizontal construit în atelierul Observatorului gravimetric Căldăruşani (respectă geometria pendulului Verbaandert — Melchior).

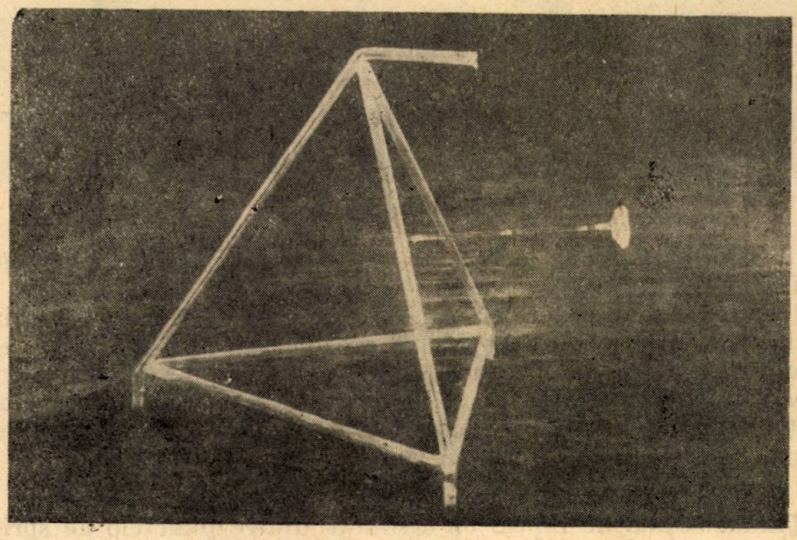


Fig. 8. — Vedere laterală asupra primului pendul orizontal construit în atelierul Observatorului gravimetric Căldăruşani.

În figura 11 este dată schema, iar în figura 12 este dată fotografia celui de-al doilea pendul orizontal construit de noi. Dimensiunile liniare au fost reduse, s-au eliminat picioarele din faţă ale tetraedrului, nu s-a mai frînt braţul de suspensie şi a fost micşorată masa pendulului. În plus,

prin înlocuirea şuruburilor de calare cu dispozitive ce permit pe de o parte realizarea unei mişcări foarte fine, iar pe de altă parte elimină frecarea şurubului pe suport, a fost îmbunătăţit în mod esenţial sistemul de reglare a sensibilităţii şi de corectare a driftului.

Figurile 13 şi 14 reprezintă, reduse la scara 1/6,4, clinograme înregistrate cu cel de-al doilea pendul orizontal construit în cadrul observa-

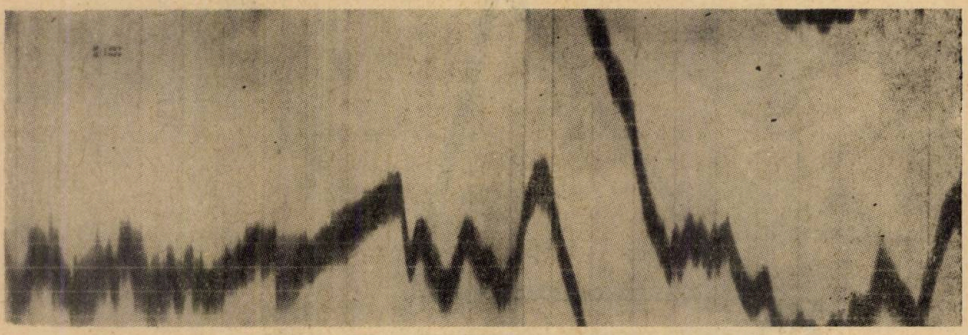


Fig. 9. — Clinograma nr. 1.

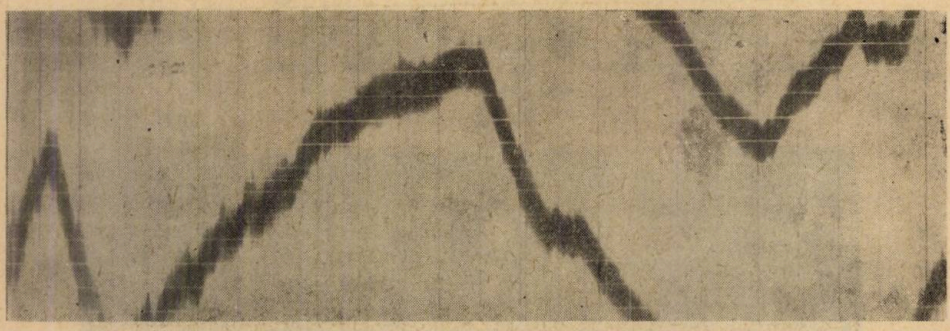


Fig. 10. — Clinograma nr. 2.

torului. Calitatea înregistrării s-a îmbunătăţit, evoluţia fenomenului devenind mai netă.

Din punctul de vedere al măsurătorilor făcute cu pendulul orizontal, deviaţia verticalei δ este echivalentă cu deplasarea relativă pe verticală a celor două puncte de sprijin ale pendulului, perpendiculare pe planul în care este situată poziţia de echilibru a braţului pendular. Notînd cu a distanţa dintre cele două puncte, deplasarea lor relativă pe verticală va fi dată de relaţia :

$$d = a \operatorname{tg} \delta. \tag{17}$$

Ţinînd seama de faptul că distanţa dintre punctele de sprijin ale tetraedrului realizat de noi este de aproximativ 20 cm şi de faptul că sensibilitatea atinsă de acest pendul este de aproximativ 0,5 mseca/mm/6 m, rezultă că el poate pune în evidenţă deplasări relative ale punctelor de sprijin de ordinul a :

$$d \cong 20 \frac{0{,}5}{2.10^5.10^3} \text{ cm} = 0{,}5 \text{ m}\mu.$$

O deplasare a spotului de aproximativ un mm pe diagramă, materializează o deplasare pe verticală a unuia dintre punctele de sprijin ale pendulului cu 0,5 mμ: aproximativ a mia parte din lungimile de undă

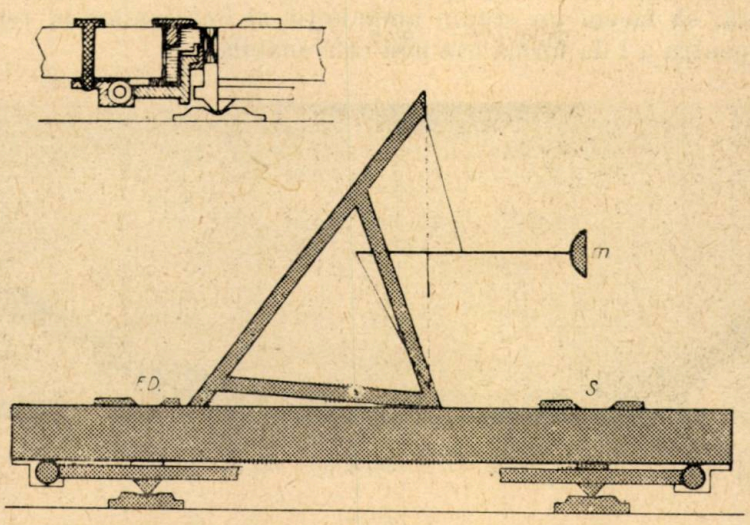


Fig. 11. — Schema celui de-al doilea pendul construit în atelierul Observatorului gravimetric Căldărușani.

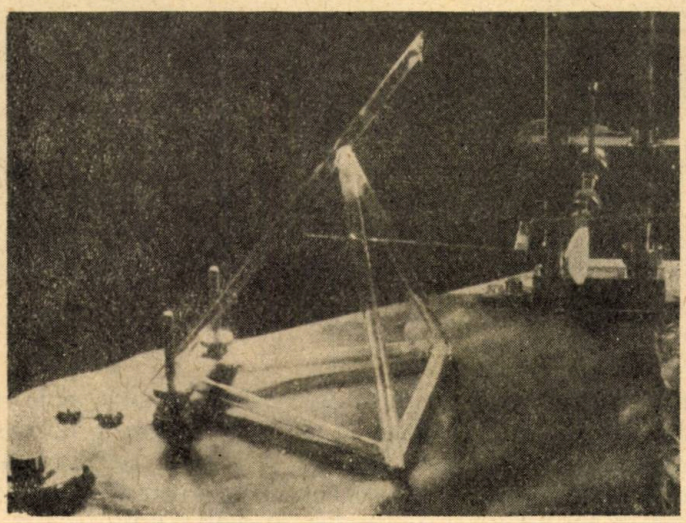


Fig. 12.— Vedere laterală asupra celui de-al doilea pendul orizontal construit în atelierul Observatorului gravimetric Căldărușani.

ale radiațiilor din spectrul vizibil! Sensibilitatea pendulului realizat din cuarț întrece puterea separatoare a microscopului electronic obișnuit. Socotim utile aceste considerații pentru a putea fi înțeleasă și apreciată corect necesitatea imperioasă a urmăririi fiecărui amănunt.

În etapa imediat următoare intenționăm să introducem reflexii multiple pe oglinda mobilă, să micșorăm brațul pîrghiei optice și mai ales, să îmbunătățim calitatea spotului, obținut actualmente cu un bec de lanternă subvoltat. Intenționăm de asemenea ca, folosind lumina polarizată, să facem un studiu amănunțit al tensiunilor în tetraedrul-suport, pentru a-i da forma cea mai convenabilă.

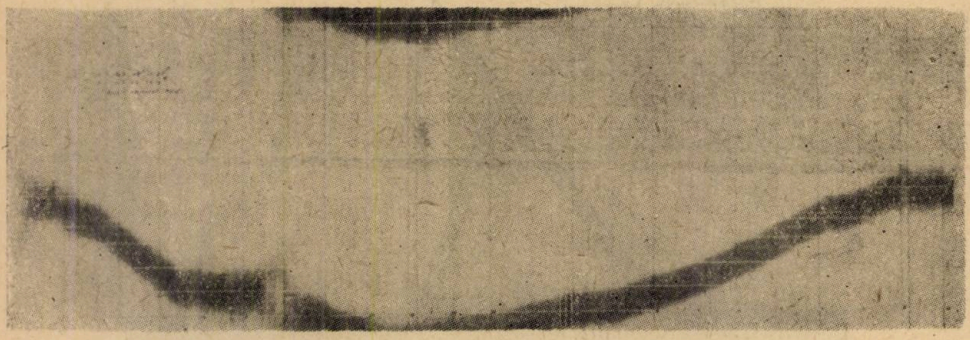


Fig. 13. — Clinograma nr. 3.

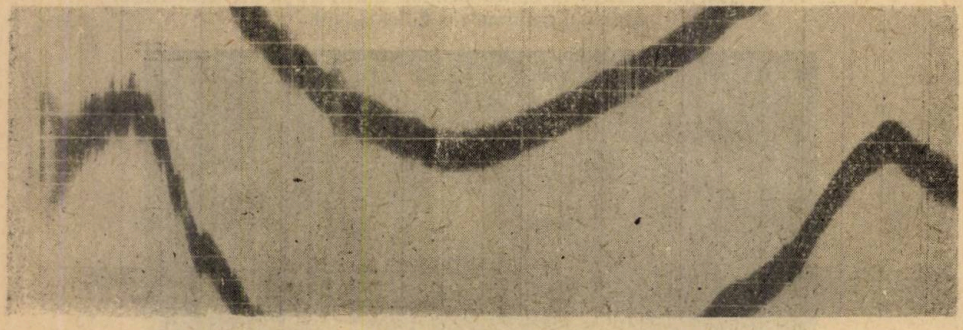


Fig. 14. — Clinograma nr. 4.

Înainte de a încheia, țin să mulțumesc pe această cale tuturor acelora care m-au ajutat și mă ajută în continuare să pun bazele unei activități interesante, nouă în țara noastră și actuală pe plan internațional. Mulțumesc mai ales conducerii Centrului de cercetări geofizice care mi-a acordat deplină încredere și un sprijin multilateral.

Mulțumesc de asemenea colaboratorilor mei din cadrul observatorului, în primul rînd lui Gheorghe Slicaru și Axiniei Slicaru, care nu și-au precupețit eforturile în vederea construirii pendulului orizontal din cuarț.

Primită la redacție la 15 iunie 1967

BIBLIOGRAFIE

1. D. Zugrăvescu, *Înregistrări ale mareelor terestre în Republica Socialistă România*, St. cerc. geol. geof. geogr., Seria Geofizică, **4**, *2*, 275—285 (1966).
2. D. Zugrăvescu, *La station pour l'enregistrement des marées terrestres de l'Observatoire gravimétrique de Căldărușani*, Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr. — Série Géophys., **11**, *1*, 75—85 (1967).
3. L. Hengler, *Astronomische Pendelwaage, nebst einer neuen Nievellierwaage, erfunden und dargestellt*. Dingler's polyt., *43*, 81—92 (1832).
4. M. Ishimoto, *Construction d'un pendule horizontal de quartz et observations sur les variations de l'inclinaison de la surface terrestre*. Jap. J. of Astr. and Geoph., **6**, *2*, 83—118, (1928).
5. P. Melchior, *The Earth Tides*. Pergamon Press, Oxford — London — Edinburgh — New York — Paris — Frankfurt, 1966.
6. P. A. Bĕum, G. Jobert, *Observation des déviations de la verticale à l'aide des pendules horizontaux*, Comm. Obs. Roy. Belg. Série Géophys., **142**, *47*, 111—113 (1958).
7. J. Verbaandert, P. Melchior, *Construction et étalonnage d'un pendule horizontal en quartz*, Comm. Obs. Roy. Belg., Série Géophys., **142**, *47*, 114—115 (1958).
8. A. Graf, *Gravimeter, Messprinzipien, Aufbau, Messtechnik*, Deutsche Geod. Komm., Reihe B, *30* (1957).

UTILIZAREA PROGRAMĂRII LINIARE LA OBȚINEREA ANOMALIILOR REGIONALE ȘI LOCALE DIN HARTA BOUGUER

DE

M. IANĂȘ [1]) și D. ZORILESCU [2])

INTRODUCERE

Problema separării anomaliilor regionale și locale dintr-o anomalie gravimetrică complexă constă în descompunerea anomaliei Bouguer în două componente, astfel ca una să fie cît mai întinsă și regulată, iar a doua să fie cît mai limitată și neregulată. Această separare, fiind un aspect particular al problemei inverse a potențialului, nu are o soluție unică. De aici decurg toate limitările procedeelor utilizate pentru „separare".

Caracterele morfologice ale anomaliilor regionale pot fi utilizate pentru punerea lor în evidență pe calea unei nivelări mai riguroase. Se asimilează efectul regional (R) cu o suprafață regulată de ordinul I, II, III etc., în raport cu care anomaliile locale apar ca abateri cu caracter întîmplător. El se reprezintă printr-o serie bidimensională de puteri de tipul

$$R = C_{00} + C_{10}\, x + C_{01}\, y + C_{11}\, xy + C_{20}\, x^2 + C_{02}\, y^2 + \\ + C_{30}\, x^3 + \ldots = \Sigma\, C_{ik}\, x^i\, y^k, \tag{1}$$

care corespunde unei suprafețe cu atît mai simple, cu cît limitarea seriei se face la termeni de ordin mai mic. Coeficienții C_{ik} se determină prin metoda celor mai mici pătrate [1, 2, 5, 8]. Această operație este complicată, necesitînd un volum mare de operații, care este considerat prohibitiv pentru aplicații practice curente.

În vederea rezolvării rapide a acestei probleme, se propune un algoritm de rezolvare la calculatoarele electronice numerice bazat pe metoda programării liniare.

---

[1]) Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21.

[2]) Întreprinderea de prospecțiuni și laboratoare a Ministerului Minelor București, B-dul N. Titulescu, nr. 85.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 5, NR. 2, P. 245–250 BUCUREȘTI, 1967

MODELUL MATEMATIC

Între anomalia Bouguer (B), cîmpul nivelat cu semnificaţie de cîmp regional (R) şi cîmpul rezidual considerat anomalie locală (L) există relaţia liniară :

$$B = R + L, \tag{2}$$

în care R este de forma (1).

Coeficienţii C_{ik} se pot determina dintr-o condiţie de minim aplicată anomaliilor locale $L = B - R$, condiţie ce rezultă din calitatea acestor anomalii de a fi abateri cu caracter întîmplător de la cîmpul regional. Această condiţie de minim, în cazul hărţii gravimetrice pentru care măsurătorile sînt efectuate în puncte discrete P_k de coordonate (x_k, y_k), se scrie sub forma :

$$\sum_{k=1}^{m} |L_k| = \text{minim}, \tag{3}$$

unde am presupus că am luat în consideraţie m puncte P_k.

Dacă scriem relaţia (2) pentru aceste puncte şi înlocuim pe R cu expresia (1) şi pe B cu g, obţinem următorul sistem de ecuaţii liniare :

$$\left.\begin{aligned} g_1 &= \sum_{i,\,j=1}^{n} C_{ij}\, x_1^i y_1^j + L_1 \\ &\cdots\cdots\cdots\cdots \\ g_m &= \sum_{i,\,j=1}^{n} C_{ij}\, x_m^i y_m^j + L_m \end{aligned}\right\} \tag{4}$$

avînd ca necunoscute componentele vectorului $\vec{C}$ $(C_{00}, C_{10}, C_{01}, C_{11}, C_{20}, C_{02}, \ldots, L_1, \ldots, L_m)$.

Problema constă în a determina vectorul $\vec{C}$ cu $\frac{(n+1)(n+2)}{2} + m$ necunoscute care satisface condiţiei liniare de forma (4) şi care minimizează o expresie liniară de forma (3). S-a ajuns deci la o problemă de programare liniară [4, 6].

Algoritmele de rezolvare a problemei de programare liniară impun condiţia de nenegativitate a variabilelor. Această condiţie se realizează uşor dacă se observă că se pot scrie variabilele sub forma :

$$\left.\begin{aligned} C_{ij} &= C_{ij}^{+} - C_{ij}^{-} \quad \text{cu} \quad C_{ij}^{+} \geqslant 0, \quad C_{ij}^{-} \geqslant 0 \\ L_k &= L_k^{+} - L_k^{-} \quad \text{cu} \quad L_k^{+} \geqslant 0, \quad L_k^{-} \geqslant 0 \end{aligned}\right\} \tag{5}$$

unde $i, j = 1, 2, \ldots, n$ şi $k = 1, 2, \ldots, m$.

Această scriere nu prezintă un impediment, deoarece tehnica folosită în rezolvarea problemelor de programare liniară este de aşa natură, încît ambele părţi, pozitivă şi negativă, nu sînt nenule în acelaşi timp, adică, de exemplu :

$$\text{sau} \quad C_{ij}^{+} \neq 0 \quad \text{şi} \quad C_{ij}^{-} = 0, \quad \text{sau} \quad C_{ij}^{+} = 0 \quad \text{şi} \quad C_{ij}^{-} \neq 0,$$

$$\text{sau} \quad C_{ij}^{+} = C_{ij}^{-} = 0.$$

Substituind pe (5) în (3) și (4), problema se enunță astfel :

Să se determine vectorul $\vec{C}$ $(C_{00}^{+}, C_{00}^{-}, C_{10}^{+}, C_{10}^{-}, C_{01}^{+}, C_{01}^{-}, C_{11}^{+}, C_{11}^{-}, \ldots, L_1^{+}, L_1^{-}, \ldots, L_m^{+}, L_m^{-})$ de dimensiuni $(n+1)(n+2)+2m$ care satisface sistemul de ecuații liniare :

$$\left.\begin{aligned} g_1 &= \sum_{i,j=1}^{n} C_{ij}^{+} x_1^i y_1^j - \sum_{i,j=1}^{n} C_{ij}^{-} x_1^i y_1^j + L_1^{+} - L_1^{-} \\ &\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \\ g_m &= \sum_{i,j=1}^{n} C_{ij}^{+} x_m^i y_m^j - \sum_{i,j=1}^{n} C_{ij}^{-} x_m^i y_m^j + L_m^{+} - L_m^{-} \end{aligned}\right\} \tag{6}$$

și care minimizează funcția

$$z = \sum_{k=1}^{m} L_k^{+} + \sum_{k=1}^{m} L_k^{-} = \text{minim.} \tag{7}$$

Matricea coeficienților ecuațiilor este următoarea :

$$A = \begin{pmatrix} g_1 & 1 & -1 & x_1 & -x_1 & y_1 & -y_1 & x_1^2 & -x_1^2 & \ldots\ldots & 1 & -1 & 0 & 0 & \ldots\ldots & 0 & 0 \\ g_2 & 1 & -1 & x_2 & -x_2 & y_2 & -y_2 & x_2^2 & -x_2^2 & \ldots\ldots & 0 & 0 & 1 & -1 & \ldots\ldots & 0 & 0 \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ g_m & 1 & -1 & x_m & -x_m & y_m & -y_m & x_m^2 & -x_m^2 & \ldots\ldots & 0 & 0 & 0 & 0 & \ldots\ldots & 1 & -1 \end{pmatrix},$$

conținînd $m\left[\dfrac{(n+1)(n+2)}{2}+m\right]$ coeficienți.

Valorile g_k, x_k, y_k se iau din harta gravimetrică.

Calculatoarele electronice numerice cu memorie foarte mare pot rezolva probleme cu matrice care să cuprindă punctele din întreaga hartă. Se obține în fiecare punct, ca soluție a problemei, valoarea anomaliei locale $L_k = L_k^{+} - L_k^{-}$ și, apoi, prin scădere din harta Bouguer, se obține anomalia regională.

Pentru calculatoarele electronice numerice cu memorie mică (CIFA, CET) se iau selecții de puncte distribuite pe toată suprafața. Pentru fiecare selecție se determină o serie de coeficienți C_{ij}.

Dacă notăm $E = \{P_k(x_k, y_k)\} \in S$ mulțimea finită $(k = 1, 2, \ldots, m)$ a punctelor de pe suprafața S în care s-au executat măsurători și dacă numărul m este mult mai mare decît m_0 corespunzător capacității calculatorului, atunci vom forma probleme de programare liniară pentru submulțimi de puncte E_l ale mulțimii E $(E_l \in E)$. Fie p numărul de astfel de submulțimi care conțin maxim m_0 puncte alese întîmplător, răspîndite pe toată suprafața. Vom obține, pentru fiecare coeficient C_{ij}, p valori.

Coeficienții C_{ij} pot fi priviți ca variabile aleatoare pentru fiecare selecție, obținîndu-se selecții de volum p.

Notăm cu C_{ij}^{l} $(i, j = 1, \ldots, n\,;\, l = 1, \ldots p)$ valorile coeficientului C_{ij} calculate pentru fiecare submulțime E_l.

În teoria probabilităților [7] se demonstrează că, în cazul unei variabile aleatoare ξ ce ia valorile de selecție $x_1, \ldots, x_m$, o estimație

absolut corectă pentru valoarea aşteptată (valoarea medie m) este media aritmetică

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i}{n}, \tag{8}$$

adică valoarea parametrului m, care face minimă dispersie σ. Media aritmetică este deci o funcţie de estimaţie eficientă a parametrului respectiv. Pentru dispersia σ se demonstrează că, dacă media m este cunoscută, atunci expresia

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i - m)^2}{n}} \tag{9}$$

este o funcţie de estimaţie eficientă pentru σ, iar

$$S = \sqrt{\frac{\Sigma (x_i - \bar{x})^2}{n-1}} \tag{10}$$

este o funcţie de estimaţie asimptotic eficientă.

Relaţiile (8) şi (10), pentru $\xi = C_{ij}$, devin :

$$\bar{C}_{ij} = \frac{\sum_{l=1}^{p} C_{ij}^{l}}{p} \tag{11}$$

$$S_{ij} = \sqrt{\frac{\sum_{l=1}^{p} (C_{ij}^{l} - \bar{C}_{ij})^2}{p-1}}, \tag{12}$$

unde $i.j = 1, \ldots, n$.

Deci $\bar{C}_{ij}$ este aproximaţia cea mai bună pentru coeficientul căutat C_{ij}, iar S_{ij} indică dispersia sau împrăştierea valorilor coeficientului C_{ij} în jurul mediei. Cu cît S_{ij} este mai mic, cu atît împrăştierea în jurul mediei este mai mică şi deci aproximarea coeficienţilor C_{ij} prin media lor este mai bună.

Cu valorile $\bar{C}_{ij}$ $(i, j = 1, \ldots, n)$ se poate scrie expresia anomaliei regionale a întregii hărţi :

$$R = \bar{C}_{00} + \bar{C}_{10}\, x + \bar{C}_{01}\, y + \bar{C}_{11}\, xy + \bar{C}_{20}\, x^2 + \bar{C}_{02}\, y^2 + \ldots = \sum_{i.\,j=1}^{n} \bar{C}_{ij}\, x^i\, y^j. \tag{13}$$

Pentru orice punct P_k (x_k, y_k) din hartă se poate calcula efectul regional şi din relaţia (2) se obţine anomalia locală.

REZULTATE PRACTICE

Metoda prezentată mai sus a fost verificată pe o hartă Bouguer efectuată la I.P.L. S-a considerat cîmpul regional ca fiind asimilabil cu o suprafață de ordinul II.

Expresia cîmpului regional este următoarea :

$$R = 46{,}5669 + 0{,}000678571\, x - 0{,}00752165\, y - 0{,}000003016\, x^2 + \\ + 0{,}000002510\, xy + 0{,}00003381\, y^2.$$

Pe baza acestei relații s-au calculat valorile R și L pe un profil (fig. 1) și s-a comparat cîmpul regional determinat cu ajutorul programării liniare cu cel determinat prin metoda mediilor mobile.

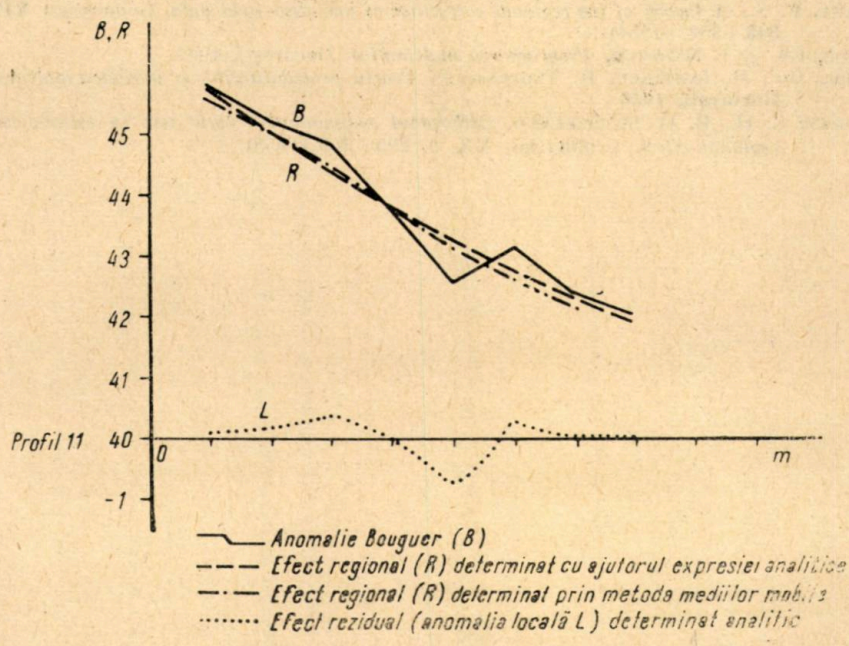


Fig. 1

CONCLUZII

În lucrare s-a prezentat un model matematic de separare a anomaliilor regionale și locale cu ajutorul programării liniare. Pentru acest model matematic există algoritme de rezolvare la calculatoarele electronice numerice din țara noastră.

Avantajele acestei metode sînt următoarele :

— se folosesc valorile din punctele în care s-au executat măsurătorile ;

— cu ajutorul calculatoarelor cu memorie mare se poate obține foarte rapid întreaga hartă cu anomalii locale ;

— folosindu-se polinoame de grade diferite, se pot construi rapid hărți cu „izopahite gravimetrice", datorită corespondenței dintre gradul polinomului și latura rețelei folosite în metoda mediilor mobile [3].

Primit la redacție la 15 martie 1967.

BIBLIOGRAFIE

1. Agocs, W. B., *Least squares residual anomaly determination*, Geophysics, **XVI**, *4*, 686–696, (1951).
2. Baranov, V., *Sur une méthode analytique de calcul de l'anomalie régionale*, Geophysical Prospecting, **II**, *3*, 203–226, (1954).
3. Bible, J. L., *Gravity for the geologists*, World Oil, **v**. 159, 5, (1964).
4. Гасс С., Линейное программирование. Москва, 1961.
5. Grant, F. S., *A theory of the regional correction of potential field data*, Geophysics, **XIX**, *3*, 348–358, (1954).
6. Mihoc, Gh. și I. Nădejde, *Programarea matematică*, București, 1967.
7. Mihoc, Gh., M. Iosifescu, R. Teodorescu, *Teoria probabilităților și statistica matematică*, București, 1966.
8. Oldham, C. H., B. D. Sutherland, *Orthogonal polynomials: their use in estimating the regional effect*, Geophysics, **XX**, *2*, 295–306 (1955).

UNDE CONTINUU REFRACTATE ȘI UNDE DE SCHIMB *PSP* ÎN ÎNREGISTRĂRILE SEISMICE DIN DOBROGEA CENTRALĂ (ZONA ȘISTURILOR VERZI)

DE

PETRE CONSTANTINESCU și SEVER SPÂNOCHE

Institutul de geofizică aplicată, Șos. Kiseleff nr. 55

INTRODUCERE

Lucrările de prospecțiune seismică executate în regiunea Dobrogea pe un profil de refracție orientat nord-sud au prilejuit efectuarea unui volum de înregistrări pe aria de dezvoltare a șisturilor verzi din zona Cogealac-M. Kogălniceanu. În această zonă, profilul geologic cuprinde, în partea superioară, formațiuni cuaternare reprezentate prin loessuri și lehmuri. Viteza undelor seismice în aceste formațiuni este cuprinsă între 300 și 350 m/s, fiind mult diferită de cea din formațiunile subiacente-șisturi verzi, în care vitezele depășesc 4 500 m/s. Existența unui contrast acustic pregnant între cele două medii, cît și grosimea redusă a zonei de viteze mici, de altfel relativ constantă în tot lungul profilului executat, au constituit condiții dintre cele mai bune pentru generarea și recepționarea undelor seismice. Înregistrările seismice au fost executate pe un profil longitudinal, punctele de explozie fiind situate la 8—10 km unul de altul, iar receptorii seismici amplasați din 70 în 70 m. Unele porțiuni din profil au fost acoperite printr-o desime mai mare a observațiilor (20 m între receptori), în scopul urmăririi unor impulsuri cu viteză aparentă mai mică. S-a folosit o aparatură de joasă frecvență tip *GMG*, de producție maghiară, și receptori seismici de tip 11 *F*, cu frecvență proprie de oscilație de 8 Hz.

Pe seismografele obținute s-au putut corela impulsuri în prime sosiri și în sosiri ulterioare, a căror natură este analizată în prezenta lucrare.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 5, NR. 2, P. 251–257, BUCUREȘTI, 1967

UNDE ÎNREGISTRATE ÎN PRIME SOSIRI

În apropierea punctului de explozie, unda înregistrată în prime sosiri posedă o viteză de 350 m/s, ceea ce denotă caracterul ei de undă directă care se propagă prin zona de viteze mici. La distanţe mai mari de 100 m viteza undei înregistrate în prime sosiri creşte brusc la valori de aproximativ 4 800 m/s, valori ce caracterizează formaţiunea şisturilor verzi şi are, aparent, caracter de undă frontală corespunzătoare limitei cuaternar-şisturi verzi. O analiză detaliată şi multilaterală a caracterelor cinematice şi dinamice ale acestor unde pune însă în evidenţă faptul că ele aparţin tipului de unde continuu refractate.

Consideraţii teoretice şi practice de dată mai recentă au condus la stabilirea unor criterii cu ajutorul cărora se pot deosebi undele continuu refractate de alte tipuri de unde seismice, în particular de undele frontale, cu care sînt confundate de cele mai multe ori [1, 2,3].

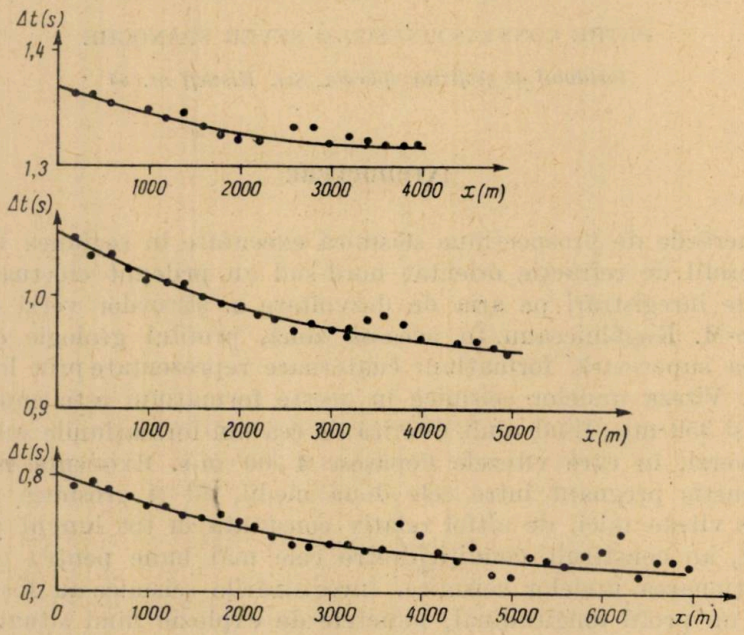


Fig. 1. — Graficul neparalelismului hodografilor urmăritori.

Dintre aceste criterii, cel mai sigur este considerat neparalelismul hodografilor următori. În figura 1 se prezintă trei exemple de grafice care pun în evidenţă variaţia cu distanţa a diferenţei de timp între trei perechi de hodografi urmăritori, din zone diferite ale perimetrului cercetat. Descreşterea acestei diferenţe dovedeşte neparalelismul hodografilor urmăritori analizaţi, iar faptul că această descreştere este mai pronunţată în apropierea punctelor de explozie demonstrează că gradientul $\frac{dV}{dz}$, fiind în permanenţă pozitiv, prezintă o micşorare cu adîncimea.

Creşterea vitezei aparente cu distanţa reprezintă un alt criteriu cinematic pentru recunoaşterea undelor continuu refractate. Pentru aplicarea acestuia s-a construit un grafic în care au fost raportate toate determinările de viteze efective obţinute pe hodografii din zona şisturilor verzi. Cu toată răspîndirea relativ mare a valorilor calculate, explicabilă prin precizia scăzută ce caracterizează evaluarea acestei mărimi, este pusă clar în evidenţă o creştere a vitezelor aparente cu distanţa. Într-adevăr, la distanţe mici de punctul de explozie, valorile de viteză aparentă sînt cuprinse între 4 300 şi 5 000 m/s, pe cînd la distanţe de 8—10 km determinările sînt grupate în jurul valorilor de 5 800 — 6 000 m/s, ceea ce arată o creştere de circa 1 000 m/s pe o distanţă de 10 km.

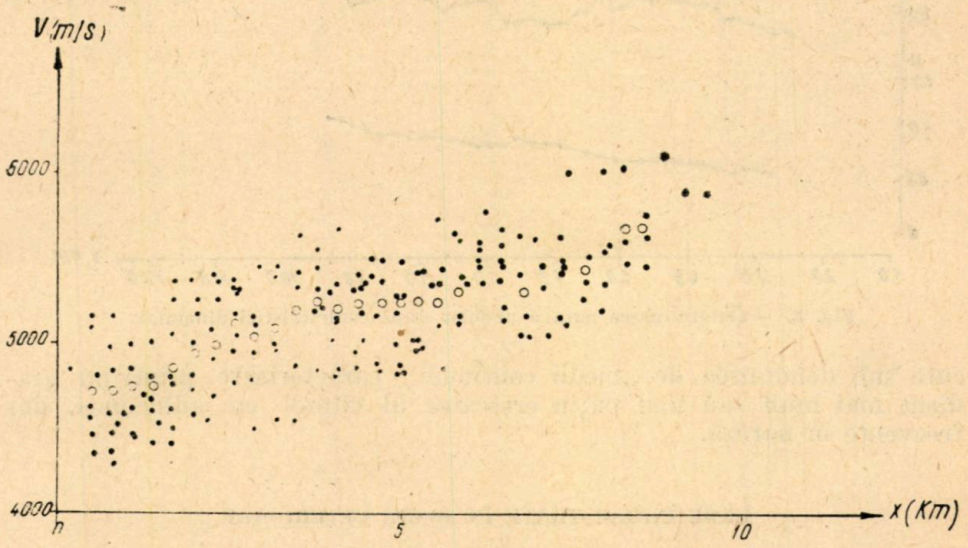


Fig. 2. — Variaţia vitezei aparente cu distanţa; ● determinări ale vitezei aparente pe hodografi; ○ valori medii ale vitezelor aparente.

Cel de-al treilea criteriu se referă la caracterul dinamic al înregistrărilor. Averbuh A.G. [2] arată că în cazul undei frontale se poate scrie următoarea relaţie între amplitudinea observată şi distanţă:

$$\ln A_{obs} \sqrt{x(x - x_i)^3} = \text{const} - \alpha(x - x_i), \qquad (1)$$

unde A_{obs} este amplitudinea observată a undei, α — coeficientul de absorbţie, iar x_i — distanţa iniţială.

Din relaţia (1) rezultă că variaţia mărimii $\ln A_{obs} \sqrt{x(x - x_i)^3}$ cu distanţa este reprezentată de o dreaptă. În conformitate cu concluziile aceluiaşi autor, coeficientul unghiular al acestei drepte este totdeauna negativ în cazul undei frontale, putînd fi pozitiv numai dacă unda analizată este continuu refractată.

Graficele prezentate în figura 3, construite pentru doi hodografi oarecare din zona prospectată, evidenţiază faptul că dreapta care mediază punctele calculate are un coeficient unghiular pozitiv.

Prin urmare, şi aplicarea criteriului dinamic este în întregime în sprijinul ipotezei conform căreia undele înregistrate în prime sosiri sînt unde continuu refractate.

Apariţia aproape sistematică a acestui tip de unde în cercetările seismice a fundamentelor cristaline prin metoda undelor refractate este subliniată în multe lucrări recente, ceea ce dovedeşte că mediile cunos-

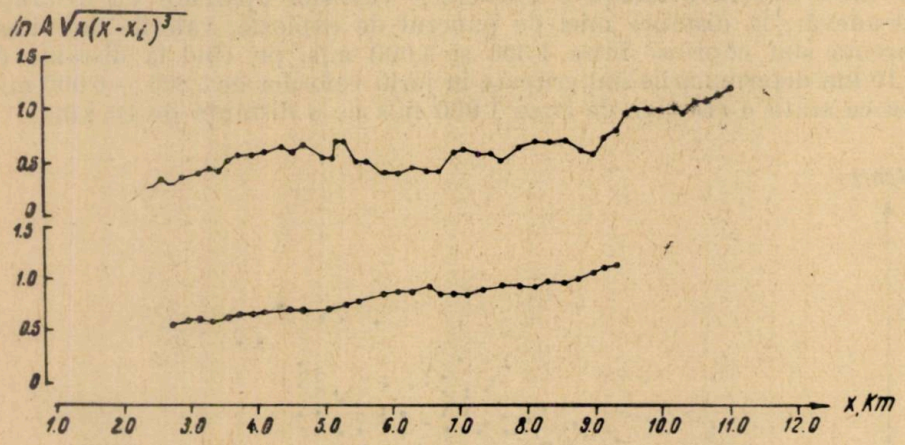


Fig. 3. — Determinarea naturii undelor după caracteristici dinamice.

cute sub denumirea de „medii continue", caracterizate printr-un gradient mai mult sau mai puţin crescător al vitezei cu adîncimea, sînt frecvente în natură.

UNDE ÎNREGISTRATE ÎN SOSIRI ULTERIOARE

Pe unele seismograme înregistrate la diverse distanţe de punctul de explozie s-a putut corela în sosiri ulterioare un impuls relativ intens, cu o viteză aparentă mai mică decît a celui înregistrat în prime sosiri. O astfel de seismogramă este reprodusă în figura 4.

Printr-un sistem de observaţie adecvat, impulsul a putut fi urmărit pînă în apropierea punctului de explozie. Hodograful acestei unde în porţiunea în care a fost urmărit continuu este prezentat în figura 5, din care reiese că unda nu apare în prime sosiri nici în imediata apropiere a punctului de explozie. Viteza aparentă a acestei unde este de 2 700—2 900 m/s, deci raportul dintre vitezele undelor înregistrate în prime sosiri şi ale celor din sosiri ulterioare este cuprins între 1,75 şi 1,78.

Analiza frecvenţelor impulsurilor înregistrate a pus în evidenţă faptul că cel de-al doilea impuls este caracterizat printr-o frecvenţă de 23—27 Hz, cu circa 5 Hz mai mică decît a impulsului înregistrat în prime sosiri.

Corelînd aceste date cu absenţa vreunei limite seismice care să fie situată deasupra suprafeţei de contact între formaţiunile cuaternare şi şisturile verzi şi care ar fi putut condiţiona formarea unei unde frontale

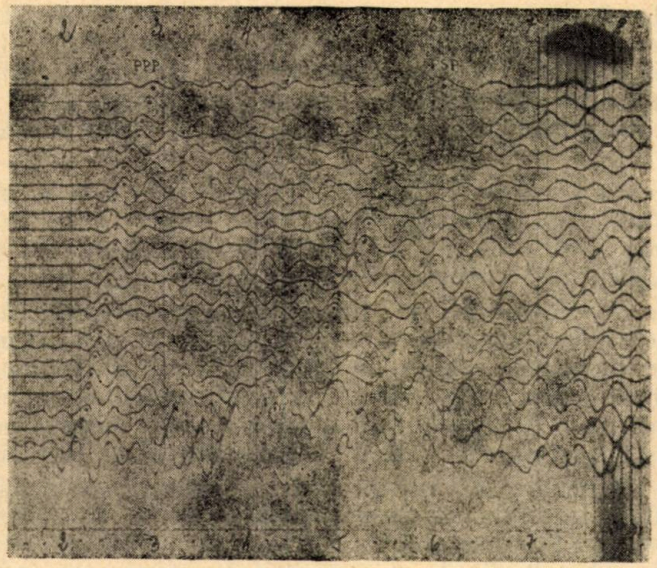


Fig. 4. — Unde *PPP* și *PSP* înregistrate în zona șisturilor verzi din Dobrogea.

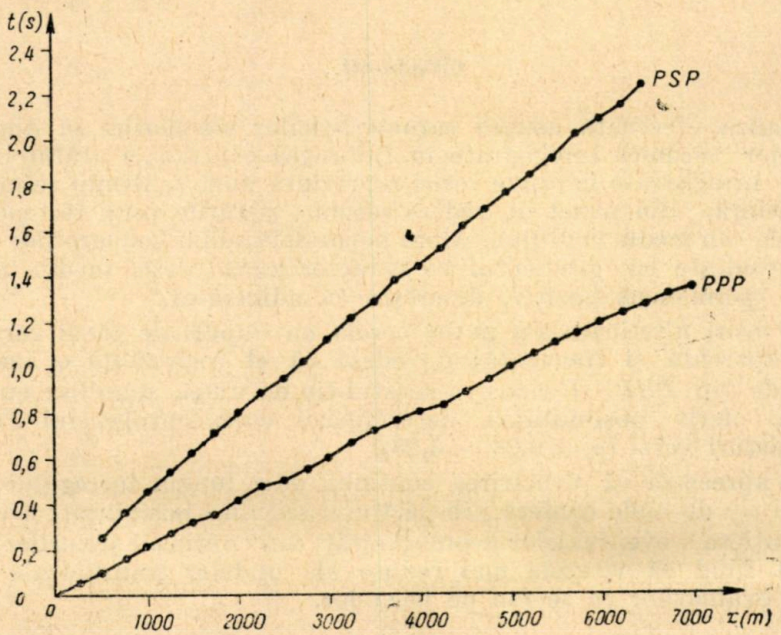


Fig. 5. — Hodograful undelor *PPP* și *PSP*.

cu o astfel de viteză, se impune concluzia că impulsul înregistrat în sosiri ulterioare reprezintă o undă de schimb de tipul *PSP*, (propagarea prin al doilea mediu se face ca undă transversală). La această concluzie duce şi asemănarea dintre forma curbei t_0, determinată pe baza undei *PSP*, şi cea determinată pe baza undei *PPP*, înregistrată în prime sosiri.

După cum s-a arătat mai sus, viteza aparentă a undei *PPP* creşte cu distanţa (de la punctul de explozie). Aceeaşi creştere se remarcă şi pentru unda *PSP* (de la 2 700 m/s la 3 000 m/s), ceea ce confirmă prezenţa gradientului vertical al vitezei din şisturile verzi.

Caracterele cinematice şi dinamice puse în evidenţă în analiza întreprinsă de noi se regăsesc şi în alte lucrări în care se menţionează înregistrarea undelor de schimb de tipul *PSP* [4,5]. În zona şisturilor verzi, urmărirea undei *PSP* a fost sporadică astfel că pe baza materialului obţinut nu a fost posibilă utilizarea ei la precizarea cartării geologice, această posibilitate putînd fi fructificată în lucrările viitoare.

Datele cu privire la vitezele undelor transversale în şisturile verzi fac însă posibilă determinarea *in situ* a coeficientului lui Poisson, pentru aceste formaţiuni. Folosind relaţia dintre această mărime şi vitezele undelor seismice, longitudinale şi transversale

$$\sigma = \frac{V_P^2 - 2V_S^2}{2(V_P^2 - V_S^2)},$$

se obţin, pentru coeficientul lui Poisson, valori cuprinse între 0,26 şi 0,28.

CONCLUZII

Analiza efectuată asupra caracteristicilor cinematice şi dinamice ale undelor seismice înregistrate în Dobrogea centrală a arătat că impulsurile înregistrate în prime sosiri reprezintă unde continuu refractate. În consecinţă, din punct de vedere seismic, şisturile verzi trebuie considerate ca un mediu continuu. Alura neparalelismului hodografilor urmăritori dovedeşte că gradientul ce caracterizează acest mediu, menţinîndu-se permanent pozitiv, descreşte cu adîncimea.

În sosiri ulterioare s-a putut corela un impuls ale cărui caractere (viteza aparentă şi frecvenţă) dovedesc că el reprezintă o undă de schimb de tip *PSP*. Urmărirea acestui tip de undă, simultan cu unda *PPP*, a oferit posibilitatea determinării coeficientului lui Poisson pentru şisturi verzi ($\sigma = 0{,}26 - 0{,}28$).

Se apreciază că urmărirea continuă de-a lungul întregului profil a acestui tip de unde conferă prospecţiunii seismice posibilităţi mai largi de evidenţiere a eventualelor neomogenităţi din cuprinsul şisturilor verzi, cunoscut fiind că vitezele mai reduse ale undelor transversale ridică precizia evaluărilor ce se fac pe baza lor.

Primită la redacţie la 15 martie 1967

BIBLIOGRAFIE

1. Авербух А. Г., Горбач Л. М., Сумерина Е. П., *О природе волн регистрируемых в первых вступлениях при наблюдениях КМПВ*. Прикладная геофизика, *36*, 17—25 (1963).
2. Авербух А. Г., *Распознавание рефрагированных волн*. Прикладная геофизика, *45*, 28—41 (1965).
3. Левин А. Н., *Применение степенных рядов для решения обратной задачи по годографу рефрагированных волн*. Прикладная геофизика, *41*, 69—73 (1965).
4. Берзон И. С., *Экспериментальные данные об обменных преломленных волнах типа ПСП*. Изв. Акад. Наук сер. геоф. *6* (1958).
5. Ергесев Т. Е., *Пример регистрации продольных P_{121} и обменных $P_1 S_2 P_1$ преломленных волн при геокартировании поверхности палеозойского фундамента*. Разведочная геофизика, *3*, 14—22 (1965).

STUDIUL UNOR PROPRIETĂȚI MAGNETICE ALE ROCILOR DIN CÎTEVA ZĂCĂMINTE DE SULFURI COMPLEXE DIN CARPAȚII ORIENTALI ȘI DOBROGEA

DE

AL. COSTA-FORU, H. COSTEA și C. ROMAN

Întreprinderea de prospecțiuni și laboratoare a Ministerului minelor București, B-dul N. Titulescu, nr. 85

Elucidarea originii zăcămintelor de minerale utile a fost și rămîne o problemă dificilă pentru specialiști. Argumentele geologice pro- și contra vreunei ipoteze genetice nu lipsesc nici unui cercetător și în această situație apar mereu noi teorii a căror confruntare rămîne deschisă. Un exemplu tipic îl constituie cazul zăcămintelor de sulfuri metalice din România.

Înlăturarea ambiguităților este interesantă nu numai din punct de vedere pur științific, dar și practic, privind exploatarea acestor zăcăminte : problema genetică odată rezolvată, permite orientarea rațională a lucrărilor de prospecțiuni și explorare pentru găsirea de noi zăcăminte și pentru aprecierea extinderii zăcămintelor în exploatare.

Obținerea de informații în scopul aflării de noi zăcăminte, cît și al extinderii lucrărilor miniere existente, pe baza interpretării rezultatelor paleomagnetice, reprezintă una din aplicațiile paleomagnetismului direct legate de producție.

★

METODICA

Studiul prezentat în lucrarea de față a avut ca obiectiv zăcămintele de sulfuri complexe din Carpații Orientali de la Leșul Ursului, Fundul Moldovei, Bălan și Toroioaga (Gura Băii), [1] precum și din Dobrogea — zăcămîntul de la Altîn-Tepe [2].

În acest scop s-a folosit aparatul magnetostatic de măsură a momentului magnetic remanent cu sistem de înregistrare fotografică [3] precum și kapametrul [4] și balanța de măsură a susceptibilității [5].

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ. TOM. 5, NR. 2. P. 259–269. BUCUREȘTI, 1967

Lucrările cu caracter preliminar fazei de laborator au cuprins culegerea de eşantioane orientate de roci din zonele de mineralizaţie, steril şi impregnaţie (24 de la Altîn-Tepe şi circa 80 de la Fundul Moldovei, Leşul Ursului, Toroioaga (Gura Băii) şi Bălan).

De asemenea, în urma reducerii eşantioanelor la epruvete de forme cubice cu latura de 2,3 cm, precum şi în urma selectării acestora pe baza unor teste clasice de stabilitate a magnetizării remanente, s-au efectuat măsurători pe un nmăr de 39 de epruvete pentru Altîn-Tepe şi, respectiv, 46 epruvete pentru zăcămintele din Carpaţii Orientali.

Menţionăm în legătură cu aceasta că, din motive de precizie şi de evidenţiere a variaţiei proprietăţilor magnetice în cadrul aceluiaşi eşation, s-au tăiat una pînă la patru epruvete după sistemul propus de Irving [6].

Prin înregistrările efectuate la aparatul magnetostatic pentru obţinerea componentelor orizontale şi verticale ale momentului magnetic remanent al probei s-a procedat la măsurarea cu proba montată în două poziţii diferite, în timp ce pentru măsurarea susceptibilităţii magnetice $\varkappa$ s-a folosit balanţa dinamometrică [7].

De asemenea s-a studiat comportarea epruvetelor la acţiunea de demagnetizare a unor cîmpuri alternative descrescătoare mergînd pînă la 2 000 Oe.

PRELUCRAREA REZULTATELOR

Măsurătorile efectuate în laborator s-au materializat în ultimă instanţă prin două categorii de rezultate:

a) înregistrări fotografice efectuate la instalaţia de torsiune, din a căror prelucrare s-au putut calcula valorile componentelor orizontală şi verticală ale momentului magnetizării remanente şi, prin compunerea acestora, modulul „a" al momentului însuşi, precum şi valorile unghiurilor dintre reperul rocii şi componenta orizontală şi, respectiv, dintre reper şi componenta verticală.

De asemenea s-a putut determina o mărime $\Delta\varkappa$, definită ca diferenţa dintre susceptibilitatea măsurată pe două direcţii perpendiculare.

b) Valorile susceptibilităţii magnetice de masă $\varkappa$ obţinute la balanţa dinamometrică.

Din cele două categorii de rezultate combinate se pot extrage valorile a două raporturi: $\frac{Jr}{\varkappa}$ şi $A_z = \frac{\Delta\varkappa}{\varkappa}$,

unde:

J_r este intensitatea de magnetizare calculată din categoria a) de rezultate;

$\varkappa$ este susceptibilitatea magnetică de masă rezultată din categoria b).

Tabela 1

Nr. crt.	Nr. probei	Locul de recoltare	Descrierea litologică	J_r ($\times 10^{-6}$) [u.e.m. CGS]	$\varkappa$ ($\times 10^{-6}$) [u.e.m. CGS]	$\frac{J_r}{\varkappa}$ [u.e.m. CGS]
1	2	3	4	5	6	7
1	1	Toroioaga (G. Băii)	şist	0,8	8,7	0,092
2	2 a	Toroioaga (G. Băii)	minereu compact în şisturi	0,2	9,0	0,021
3	2 b	Toroioaga (G. Băii)	şist	0,15	11,8	0,013
4	3 a	,,	andezit	20,0	72,0	0,28
5	3 b	,,	şist cu impregnaţii	1,0	6,8	0,15
6	3 c	,,	şist cu impregnaţii	1,5	4,0	0,37
7	3 d	,,	minereu în vecinătate andezit	2,3	5,0	0,46
8	3 e	,,	andezit	160,0	276,0	0,58
9	4	,,	impregnaţie pe zonă de falie	1,6	4,0	0,40
10	1	L. Ursului zona I	minereu complex compact	0,1	15,2	0,007
11	2	,,	şist cu impregnaţie din coperiş	0,8	3,5	0,23
12	3	,,	şist cuarţitic sericitos din coperiş	0,2	6,5	0,03
13	4	,,	şist cuarţitic în culcuş	0,7	12,2	0,06
14	5	,,	şist cu impreg. din coperiş	2,2	2,2	1,00
15	6	,,	minereu compact	0,5	8,2	0,06
16	7	,,	şist cu benzi de pirită, culcuş	0,3	9,3	0,03
17	8	,,	şist cuarţitic sericitos	0,3	11,8	0,03
18	9	L. Ursului zona II	şist cuarţitic sericitos din coperiş	0,3	9,1	0,03
19	10	,,	şist cuarţitic cu impreg. de pirită şi calcopirită	1,2	8,0	0,15
20	11	,,	minereu compact piritos cuprifer	0,2	10,9	0,02
21	12	,,	minereu compact piritos cuprifer	1,6	34,8	0,046
22	13	,,	şist culcuş cu impreg. slabe	1,2	17,1	0,07
23	14	,,	şist cuarţitic	4 000	309	13,0
24	16	,,	minereu compact	4,8	43,2	0,11
25	17	,,	şist cuarţitic, sericitos culcuş	0,3	4,1	0,07
26	1	Bălan oriz. 7	impregnaţie cu cuarţ şi pirită	2,5	17,0	0,15
27	2	,,	minereu compact	3,2	24,4	0,13
28	3	,,	şist	0,4	18,1	0,022
29	4	,,	şist cu impregnaţii	0,3	5,4	0,06
30	5	Bălan Galeria Olt	minereu compact	2,4	28,6	0,084
31	6	,,	şist	0,4	4,1	0,098
32	7	,,	pirită compactă	0,3	7,8	0,04
33	8	,,	lamprofir	7 700	1 290	5,9

$\frac{J_r}{\varkappa}$ este un raport asemănător cu cel al lui Königsberger, cu deosebirea că aici nu se mai ia în considerare valoarea H a cîmpului geomagnetic, care este constantă;

A_g este anizotropia minimă care rezultă pe baza lui $\Delta\varkappa$, diferenţa de susceptibilitate de masă pe două direcţii perpendiculare, calculată din categoria a) de rezultate, raportată la susceptibilitatea magnetică de masă rezultată din b).

Rezultatele pentru Leşul Ursului, Gura Băii, Fundul Moldovei şi Bălan sînt prezentate în tabela 1, iar pentru Altîn-Tepe în tabela 2.

În rezultatele pentru Altîn-Tepe prezentate în tabela următoare s-a notat cu M minereul, I— impregnaţia şi S— sterilul.

Tabela 2

Nr. crt.	Eşantion	Epruvetă	Roca	J_r ($\times 10^{-6}$) [u.e.m. CGS]	$\varkappa \cdot (10^{-6})$ [u.e.m. CGS]	$\frac{J_r}{\varkappa}$ (u.e.m. CGS)
1	1	1_1	*M*	24,01	140	0,171
2	1	1_2	*M*	12,87	128	0,100
3	2	2_1	*I*	0,05	2,3	0,026
4	2	2_2	*I*	0,13	0,...	>0,13
5	3	3	*M*	0,10	2,3	0,044
6	4	4_1	*S*	0,26	11,5	0,023
7	4	4_2	*S*	0,26	13,8	0,019
8	5	5_1	*M*	—	0,...	—
9	5	5_2	*M*	—	2,3	—
10	6	6_1	*M*	4058,7	30 700	0,13
11	6	6_2	*M*	916,8	5 500	0,16
12	7	7	*M*	0,18	0,...	>0,18
13	8	8_1	*M*	4285,0	34 600	0,12
14	8	8_2	*M*	6862,5	35 900	0,19
15	9	9_1	*M*	1537,5	4 100	0,37
16	9	9_2	*M*	2946,0	12 500	0,23
17	9	9_3	*M*	2097,5	30 700	0,068
18	10	10	*M*	1905,0	26 600	0,071
19	11	11	*M*	0,07	0,...	>0,076
20	12	12_1	*M*	0,09	0,...	>0,090
21	12	12_2	*M*	—	0,...	—
22	13	13	*S*	0,26	9,2	0,028
23	15	15	*S*	0,26	11,5	0,022
24	16	16_1	*S*	0,28	46,0	0,006
25	16	16_2	*S*	0,19	20,7	0,007
26	17	17_1	*S*	0,27	11,5	0,023
27	17	17_2	*S*	0,23	6,9	0,034
28	18	18	*S*	0,24	9,2	0,026
29	20	20_1	*I*	0,11	6,9	0,016
30	20	20_2	*I*	0,09	4,6	0,020
31	21	21_1	*I*	0,34	4,6	0,074
32	21	21_2	*I*	0,63	20,7	0,030
33	22	22	*I*	—	0,...	—
34	23	23_1	*I*	0,05	0,9	0,072
35	23	23_2	*I*	0,05	3	0,019
36	24	24_1	*I*	0,07	4,6	0,016
37	24	24_2	*I*	0,07	2,3	0,030

În cadrul operațiilor de prelucrare a datelor s-a calculat și poziția vectorilor de magnetizare remanentă din mineralizație și formațiunile adiacente. Pentru probele de la Altîn-Tepe, din cauza dispersiunii foarte mari a rezultatelor, datorată în bună măsură unor vicii de prelucrare a probelor, direcțiile obținute nu sînt în nici nu fel concludente și nu sînt reproduse aici :

În tabela 3 se prezintă datele paleomagnetice (poziția polului vechi) pentru unele probe stabilite provenite de la Fundul Moldovei și Leșul Ursului.

Tabela 3

Nr. crt.	Nr. probei	Locul de recoltare	Tipul litologic	Poziția polului vechi				J_r
				D_f	I_f	Φ pol	λ pol	$\varkappa$ [u.e.m. CGS]
1	1	F. Moldovei	șist cuarțitic sericitos cloritos	122	+ 3	20 N	274 E	0,028
2	7	„	pirită benzi în șist cloritos	146	+19	28 N	246 E	0,038
3	10	„	pirită compactă	318	0	32 N	263 E	0,051
4	11	„	pirită compactă	284	+ 5	12 N	291 E	0,08
5	19	„	pirită compactă	285	−20	3 N	281 E	0,042
6	21	„	pirită în șist cloritos	120	+10	25 N	261 E	0,043
7	22	„	pirită	99	+18	0	286 E	0,023
8	18	„	pirită	305	+10	20 N	269 E	0,047
9	8	„	pirită în șist cloritos	124	− 5	25 N	275 E	0,04
10	7	L. Ursului	rocă porfirogenă	145	−10	38 N	258 E	0,005
11	8 A	„	minereu complex	100	0	7 N	292 E	0,005
12	20	„	minereu cu benzi	105	+ 5	8 N	286 E	0,01
13	22	„	șist amfibolitic	275	− 5	2 N	294 E	0,02

INTERPRETAREA REZULTATELOR OBȚINUTE

A. ÎN LEGĂTURĂ CU DIRECȚIILE MAGNETIZĂRILOR REMANENTE

Interpretarea rezultatelor s-a efectuat admițîndu-se existența în trecut a unui cîmp geomagnetic dipolic și aplicînd principiul actualismului.

Valorile mici ale înclinațiilor magnetice fosile obținute pentru probele de la Fundul Moldovei și Leșul Ursului arată o paleolatitudine geomagnetică extrem de mică a locului de recoltare (zona ecuatorială), iar polii paleogeomagnetici calculați se situează în aceeași zonă geografică cu cei obținuți de cercetătorii străini pentru probe de vîrstă precambriană, atît pentru probele de minereuri, cît și pentru cele din rocile adiacente.

Poziția medie a polului vechi obținută pentru probele de la Fundul Moldovei este $\Phi_P = 18{,}5°\text{N}$; $\lambda_P = 272°\text{E}$, iar pentru probele de la Leșul Ursului $\Phi_P = 14°\text{N}$; $\lambda_P = 286°E$.

În calculele făcute s-a plecat de la premisa că șistuozitatea observată (în raport cu care s-au făcut măsurătorile) corespunde cu stratificația reală. Faptul că s-au obținut rezultate plauzibile pledează pentru

justeţea premisei. Chiar dacă premisa nu ar fi corectă şi obţinerea polilor paleogeomagnetici în zona geografică corespunzătoare precambrianului ar fi o pură coincidenţă (deşi probabilitatea de coincidenţă în acest caz este de numai 10%), concordanţa dintre direcţiile magnetizării remanente ale zonei de minereuri şi ale rocilor adiacente continuă să sugereze o aceeaşi vîrstă geologică atît pentru minereuri, cît şi pentru rocile adiacente.

Pentru probele de la Altîn-Tepe nu s-au calculat valorile înclinaţiei şi declinaţiei magnetice fosile.

B. ÎN LEGĂTURĂ CU COMPORTAREA LA ACŢIUNEA CÎMPURILOR DEMAGNETIZANTE

În cazul demagnetizării cu ajutorul cîmpurilor alternative descrescătoare s-au putut face următoarele observaţii cu caracter general, verificate pe cale experimentală :

a) intensitatea magnetizării remanente scade cu creşterea cîmpului demagnetizant aplicat, după o relaţie exponenţială într-o primă aproximaţie ;

b) rocile sedimentare prezintă magnetizări remanente mai rezistente decît celelalte roci ;

c) cu cît vîrsta rocii este mai mare, cu atît panta demagnetizării este mai mică.

În literatura de specialitate sînt publicate în special date cu privire la demagnetizarea rocilor filoniene şi magmatice.

Absolut toate curbele de demagnetizare pentru aceste roci arată că ele se demagnetizează practic complet la cîmpuri demagnetizate de pînă la 1 000 Gs.

Puţinele date publicate pentru roci sedimentare arată că în cazul acestora, pînă la 1 000 Gs nu se produce decît o demagnetizare parţială.

Acest lucru reiese şi din datele noastre sintetizate în figura 1.

Probele de la Fundul Modovei (singurele analizate) se comportă ca rocile sedimentare. Mai mult, ţinînd seama de panta deosebit de mică a demagnetizării, se poate vorbi de o vîrstă foarte mare.

C. ÎN LEGĂTURĂ CU INTENSITATEA MAGNETIZĂRII REMANENTE J_r ŞI A RAPORTULUI $J_r/\varkappa$

Intensitatea magnetizării remanente stabile (J_r) a unei roci depinde de factorii următori :

1. conţinutul în substanţă feromagnetică şi proprietăţile caracteristice ale acestei substanţe :

2. mărimea cîmpului magnetic H sub acţiunea căruia se dobîndeşte magnetizarea.

3. timpul T care a trecut de la momentul dobîndirii magnetizării remanente pînă la momentul măsurării ei şi coeficientul de îmbătrînire τ.

Relația generală care ilustrează în primă aproximație influența acestor factori arată că magnetizarea remanentă scade cu timpul geologic :

$$J_r = A \,.H.\varkappa\,.\, e^{-\frac{T}{\tau}},$$

A fiind un coeficient care depinde de natura substanței feromagnetice.

Scăderea magnetizării remanente în funcție de timpul geologic este confirmată de rezultatele experimentale care prezintă însă o dis-

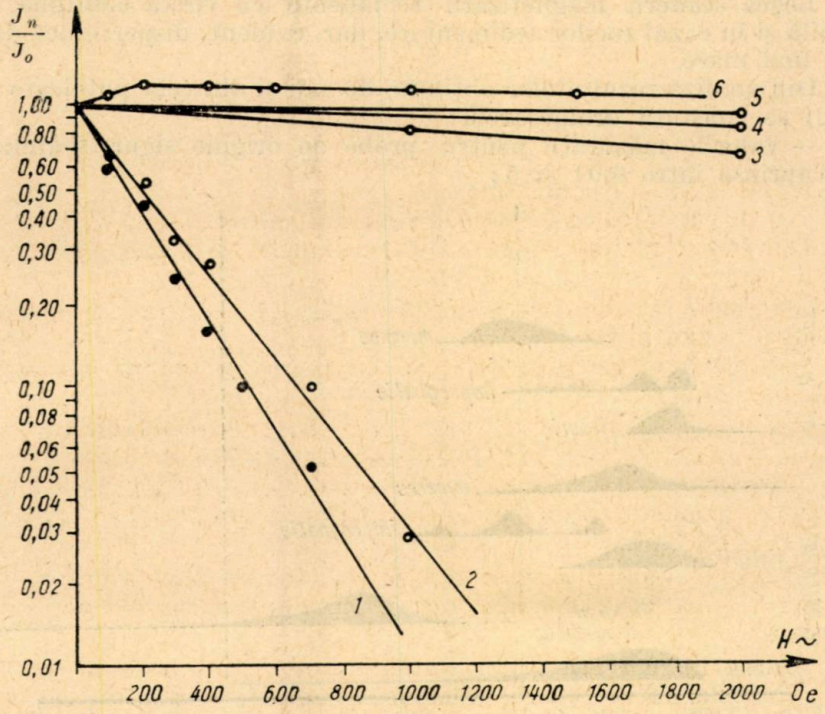


Fig. 1. — Comportarea la demagnetizare a rocilor 1 — andezit neogen, 2 — porfir permian, 3 — argilă permiană, 4 — argilă cretacică, 5 — 6 — probe de minereuri de la Fundul Moldovei, J_o — magnetizarea remanentă inițială, J_n — magnetizarea remanentă rămasă după aplicarea unui cîmp H.

persiune ce se datorește îndeobște variației valorilor τ, A și $\varkappa$, parametrul H considerîndu-se practic constant.

O dispersiune mult mai mică s-a obținut pentru valorile raportului $J_r/\varkappa$ în funcție de vîrsta geologică T [6].

În cazul rocilor sedimentare, pentru care magnetizarea remanentă rezultă ca un efect statistic al orientării particulelor feromagnetice sub acțiunea cîmpului terestru, în timpul sedimentării intensitatea magnetizării remanente depinde în foarte mare măsură, în afară de factorii amintiți, de un factor specific : gradul de orientare al particulelor, sau randamentul orientării η.

η depinde la rîndul său de mărimea particulelor, adîncimea bazinului de sedimentare, curenţi etc., iar valoarea sa variază între 0 şi 1.

În acest context, pentru rocile sedimentare valoarea lui J_r apare ca o funcţie :

$$J_r = A \cdot \varkappa \cdot \eta \cdot H \cdot e^{-\frac{T}{\tau}}$$

Din această relaţie rezultă limpede că raportul $J_r/\varkappa$ pentru rocile sedimentare trebuie să fie în general mai mic decît pentru rocile magmatice şi filoniene.

Legea scăderii magnetizării remanente cu vîrsta continuă să fie valabilă şi în cazul rocilor sedimentare, dar, evident, dispersiunea datelor va fi mai mare.

Din analiza rezultatelor obţinute de noi şi din cele publicate (vezi fig. 2) se constată următoarele :

— valorile măsurate pentru probe de origine sigur sedimentară sînt cuprinse între 0,01 şi 5 ;

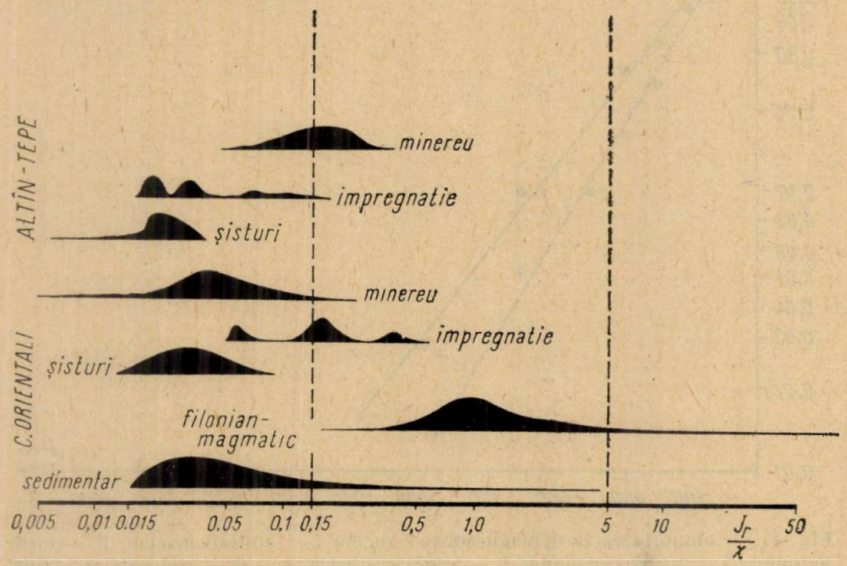


Fig. 2. — Distribuţia valorilor raportului $\frac{J_0}{\varkappa}$

— valorile măsurate pentru probe de origine admisă filonianmagmatică (inclusiv granite) sînt cuprinse între 0,15 şi 80 (valorile cele mai mici — pentru granite vechi) ;

— toate şisturile neimpregnate de la Fundul Moldovei, Leşul Ursului, Bălan şi Gura Băii, cu excepţia probei 14-Leşul Ursului, au valori măsurate ale raportului $J_r/\varkappa$ mai mici de 0,10, iar pentru Altîn-Tepe mai mici de 0,04 ;

— şisturile impregnate au valori mai ridicate (0,15—0,40) la Gura Băii ; 0,15 — 1 la Leşul Ursului ; 0,15 la Bălan ; valori mai mici sînt la Altîn-Tepe : între 0,015—0,15 ;

— minereurile compacte, precum şi benzile de minereu din şisturile din Carpaţii Orientali au toate — cu excepţia unei probe de la Gura Băii —

valori $J_r/\varkappa$ mai mici de 0,13, iar pentru Altîn-Tepe valori 0,044 și 0,4 (70% peste 0,13);

— toate rocile eruptive din zonele cercetate în Carpații Orientali au valori mai mari de 0,28 (0,28—5,9);

— zonele mineralizate de la Gura Băii au valori mai ridicate decît ale celorlalte zăcăminte din Carpații Orientali, cu excepția probei a doua, care provine dintr-o bandă de minereu compact în șisturi.

Valoarea foarte ridicată a raportului $J_r/\varkappa$ pentru proba 14 — Leșul Ursului (descrisă macroscopic ca șist cuarțitic) se explică probabil prin existența unui fragment mai mare, neobservat, de rocă vulcanică.

De altfel, valorile absolute mari ale lui J_r și $\varkappa$ indică acest lucru.

Analiza raportului $J_r/\varkappa$ și a valorii J_r sugerează următoarele observații:

a) În Carpații Orientali șisturile și minereurile compacte posedă o magnetizare remanentă slabă, dobîndită după toate probabilitățile prin efect statistic prin orientare mecanică într-un proces de sedimentare.

Zonele de impregnație posedă o magnetizare remanentă mai mare, dobîndită parțial prin procese de cristalizare din soluții.

Efectul proceselor de cristalizare din soluții este mai evident la Gura Băii, unde se extinde în parte și pentru minereul compact.

Toate acestea conduc la ideea că minereurile compacte, precum și cele sub formă de benzi și șisturi, s-au aglomerat în urma unui proces de sedimentare, pe cînd impregnațiile reprezintă aglomerări de minerale formate direct prin procese de cristalizare.

În cazul zăcămîntului de la Gura Băii, acest din urmă proces pare a fi mai intens și modul de formare prin cristalizare pare a fi mai important.

b) La Altîn-Tepe, neta diferențiere a valorilor raportului $J_r/\varkappa$ pentru mineralizație față de șisturi pledează pentru ocurența hidrotermală a lentilelor de mineralizație.

Valorile raportului $J_r/\varkappa$ pentru mineralizații aflate la limita inferioară se explică tocmai prin faptul că zăcămîntul s-a format prin migrarea unor soluții cu o temperatură inferioară punctului Curie, pe de o parte, și pe de alta — vîrstei vechi a corpului de minereu (probabil paleozoic inferior), așa cum reiese din relația scrisă mai sus.

Șisturile prezintă o magnetizare remanentă slabă (dobîndită desigur tot prin efect statistic) și poziția scăzută a valorilor lui $J_r/\varkappa$ sugerează vîrsta foarte mare.

D. ÎN LEGĂTURĂ CU ANIZOTROPIA MAGNETICĂ

Din calculul valorilor anizotropiei magnetice pentru Altîn-Tepe rezultă un ordin de mărime diferit pentru anizotropia minereului (25%) și cea a sterilului (2,3%).

Valorile extrem de mari ale anizotropiei magnetice a minereului în comparație cu cea a rocilor magmatice și sedimentare (în mod obișnuit sub 1% și, respectiv, sub 5%) se explică prin aceea că în acest caz magnetizarea fosilă și anizotropia rocii au luat naștere concomitent și în timpul

unui proces de cristalizare în condiţii de stress, deci în condiţiile cristalizării hidrotermale [6].

Aceste indicaţii coincid cu interpretarea raportului $J_r/\varkappa$, pledînd pentru una şi aceeaşi ipoteză genetică a zăcămîntului de pirită cupriferă din Dobrogea — ipoteza epigenetică-hidrotermală.

Spre deosebire de probele de la Altîn-Tepe, probele provenite din zăcămintele Carpaţilor Orientali (minereu, impregnaţii, şisturi) prezintă absolut toate anizotropii mai mici de 2%, ceea ce pledează pentru existenţa unor condiţii genetice diferite de cele din cadrul zăcămîntului de la Altîn-Tepe. În speţă, acest grad de anizotropie este deosebit de frecvent întîlnit în cazul rocilor cu geneză legată de procese sedimentare.

E. ÎN LEGĂTURĂ CU MĂRIMEA SUSCEPTIBILITĂŢII MAGNETICE

Din multele mii de măsurători de susceptibilitate magnetică efectuate, rezultă că rocile sedimentare (cu excepţia calcarelor şi dolomitelor) au valori care indică existenţa urmelor de material feromagnetic.

Valorile de susceptibilitate măsurate pentru sterilul, minereul compact şi impregnaţiile din zăcămintele Carpaţilor Orientali se încadrează în valorile normale ale rocilor sedimentare.

Pentru Altîn-Tepe, în minereul compact au fost întîlnite probe cu susceptibilitate practic nulă, ceea ce nu poate fi explicat decît prin aceea că geneza a fost legată de un proces de „purificare" fizico-chimică (cristalizare succesivă). Aceasta, cu atît mai mult cu cît alte probe, foarte apropiate, sînt constituite din magnetită practic pură. Această apropiere exclude ipoteza unei origini sedimentare cu aport de material total lipsit de magnetită (ceea ce de fapt ar constitui primul caz întîlnit, după cum s-a mai spus, printre mai multe mii de roci sedimentare analizate).

Lipsa unui proces de purificare (normal în cazul unei origini hidrotermale) constatată pentru rocile din zăcămintele Carpaţilor Orientali pledează şi ea împotriva unei astfel de geneze.

CONCLUZII

În urma studierii proprietăţilor magnetice fosile ale rocilor şi minereurilor de la Leşul Ursului, Fundul Moldovei, Bălan, Gura Băii şi Altîn-Tepe, se pot trage următoarele concluzii :

1. Datele paleomagnetice pledează pentru o origine sedimentară şi pentru vîrsta precambriană a depozitelor de la Leşul Ursului şi Fundul Moldovei.

2. Comportarea la acţiunea cîmpurilor de demagnetizare pledează pentru originea sedimentară şi vîrstă foarte veche pentru zăcămîntul de la Fundul Moldovei.

3. Compararea rezultatelor obţinute cu cele din literatura mondială pentru valorile $J_r/\varkappa$ conduce la situarea probelor de minereu de la Bălan, Leşul Ursului şi Fundul Moldovei, ca şi pentru toate probele de şisturi studiate, în domeniul sedimentarului.

Aceste valori de asemenea pledează pentru o vîrstă foarte veche.

4. Impregnațiile din toate zăcămintele, și îndeosebi de la Gura Băii și Altîn-Tepe, se situează în domeniul valorilor de tranziție.

5. Interpretarea anizotropiei magnetice, a raportului $J_r/\varkappa$ și a valorilor absolute de susceptibilitate magnetică concură, în cazul zăcămîntului de la Altîn-Tepe, pentru ipoteza epigenetică-hidrotermală, iar în cazul zăcămintelor din Carpații Orientali, pentru o geneză legată de procese sedimentare.

Ca o concluzie generală a celor expuse mai sus, putem aprecia că ideea unui paralelism genetic între zăcămîntul de pirită cupriferă de la Altîn-Tepe și alte zăcăminte de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali (Leșul Ursului, Fundul Moldovei, Bălan și Gura Băii) este nefundamentată — așa cum apare pregnant din parametrii fizici măsurați.

Primită la redacție la 10 ianuarie 1967.

BIBLIOGRAFIE

1. Costa-Foru A., Costea H., *Studiu paleomagnetic asupra zăcămintelor de la Leșul Ursului, Fundul Moldovei, Bălan și Toroioaga (Gura Băii)*, Raport M.M.E.E.—T.P.E.M., Secția geologică, Laboratorul constante fizice, București, 1965.
2. Roman, C., *Studiu paleomagnetic al minereului și sterilului de la Altîn Tepe, cu privire specială asupra genezei*, I.P.G.G., Proiect de diplomă, București, 1966.
3. Costa-Foru A., Ghelfan P., Baltac A., *Realizarea unei instalații pentru măsurarea magnetizării remanente a rocilor*, M.I.P.C., Trustul de explorări geologice, I.L.G., Tema 96, București, 1960.
4. Costa-Foru A., Ghelfan P., *Raport tema 116*, M.I.P.C., Trustul de explorări geologice, I.L.G., București, 1960.
5. Codreanu C., *Determinarea susceptibilității magnetice a rocilor*, M.I.P.C., Trustul de explorări geologice, I.L.G., Tema 46, București, 1957.
6. Irving E., *Palomagnetism and its Application to Geological and Geophysical Problems*, Sydney, 1964.
7. Costa-Foru A., Ghlfan P., Apostol A., Baltac A., *Studiu asupra proprietăților magnetice ale unor roci sedimentare din R.P. Română*. Probleme de Geofizică, *I*, 213—248 (1961).

O NOUĂ METODĂ DE STABILIRE A LIMITELOR CORPURILOR DE MINEREU RADIOACTIV ÎN BAZA MĂSURĂTORILOR RADIOMETRICE

DE

A. LUNGU

I.E.G.D.G Metale rare, București, str. Dionisie Lupu nr. 68

În practica măsurătorilor radiometrice care se efectuează pe minereuri în procesul de explorare a zăcămintelor de uraniu, un moment important îl reprezintă determinarea limitelor stratului (zonei) activ pe intersecția respectivă, fie că este vorba de o străpungere în sondă, fie de o deschidere transversală pe minereu făcută la zi sau în subteran.

În multiple situații geologice această determinare nu poate fi făcută decît exclusiv în baza măsurătorilor radiometrice. Imprecizia acestei determinări poate aduce prejudicii serioase la faza de calcul a rezervelor de minereu. În cazul probării radiometrice a unui zăcămînt în lucrările miniere, poate avea loc o diluție a conținutului în metal, aceasta datorită faptului că delimitarea zonei mineralizate se face de regulă cu includerea unei părți de steril de la contactul cu mineralizația. La carotajul radioactiv gamma natural, grosimea stratului interceptat intră în expresia de calcul a conținutului, care este de forma (2)

$$C = \frac{S}{K \cdot h} 100\%, \qquad (1)$$

unde C este conținutul echivalent în uraniu exprimat în %;

S — suprafața curbei de carotaj cuprinsă între axa sondei și curba intensității;

K — coeficient de transformare care exprimă numărul de $\mu R/h$ la unitate de conținut (de obicei se ia pentru 0,01% U);

h — grosimea stratului interceptat exprimat în cm sau m.

Rolul determinării lui h este evident în expresia (1).

Din (1) putem afirma că realmente problema determinării grosimii „h" reprezintă problema primordială ca factor de importanță în interpre-

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 5 NR. 2, P. 271–279 BUCUREȘTI, 1967

tare, întrucît ceilalți parametri din expresia respectivă sînt obținuți direct din procesul metrologic.

Metodele de determinare a acestui parametru practicate pe larg la ora actuală sînt : $^1/_2\ I$ max, $^4/_5\ I$ max, metoda gradientului și metoda „g" (unde I max reprezintă intensitatea maximă a curbei înregistrate). Fiecare din aceste metode are un anumit domeniu de aplicare, funcție de anumite particularități ale curbei înregistrate — criteriile metodologice fiind stabilite pe cale empirică, modele de sondă etc., [2, 3, 4].

Caracterul mineralizației în cazurile unui zăcămînt interceptat fie prin sonde, fie prin lucrări miniere rareori se prezintă cu o distribuție uniformă a „surselor active". Anomalia detectată apare ca un efect sumar al intensităților gamma date de o sumă de „strate", fiecare avînd o anumită repartiție a mineralizației, o anumită grosime și un anumit conținut în elemente „active".

În această situație, problema cea mai dificilă constă în alegerea punctului I max care, de regulă, reprezintă punctul de maximum absolut al curbei. De aceea în cazul anomaliilor complicate, acest punct este căutat în apropierea zonelor de inflexiune ale curbei intensității, dar care să nu fie sub o valoare-limită considerată ca limită industrială [2], [3].

Este evident elementul subiectivist în această situație de interpretare și căruia de altfel îi lipsește factorul de reproductibilitate,ducînd la determinări incerte.

Metoda gradientului înlătură această dificultate ; ea însă este limitată ca aplicabilitate la anumite cazuri specifice, respectiv strate subțiri și mineralizație mai mult sau mai puțin uniformă.

Dacă luăm în considerare un strat radioactiv de o anumită grosime, radiațiile emise de acesta, la nivelul la care se face detecția, pot fi grupate în radiațiile directe, care vin de la stratul activ, cînd detectorul se găsește deasupra acestuia, și radiațiile atenuate care ajung la detector prin roca înconjurătoare, cînd acesta se găsește în afara stratului activ.

Privită problema sub acest punct de vedere, putem afirma că porțiunea de curbă înregistrată din dreptul stratului activ reprezintă activitatea propriu-zisă a acestuia. Evident că forma curbei intensității în această porțiune este în funcție de repartiția mineralizației în strat și de conținutul de elemente radioactive.

Porțiunea de curbă din afara limitelor stratului activ este o curbă sumară de atenuare care include fenomenul de atenuare conform legii distanței ($1/r^2$) față de stratul activ și legii atenuării exponențiale [$\exp(-x)$].

Deci, dacă în cazul unui profil de probare *in situ* orientat perpendicular pe direcția stratului mineralizat, contorul (detectorul) alunecă pe peretele respectiv (front mineralizat în galerie, perete mineralizat în șanț, dezvelire etc.) sau în cazul unui profil de sondă, contorul va înregistra o curbă de atenuare pînă la limita stratului după care, ajungînd pe strat, va înregistra activitatea propriu-zisă a acestuia.

La acest aspect al problemei expuse trebuie să menționăm că această diferențiere a curbei intensității poate fi luată în considerare în ipoteza că detectorul nostru are un prag energetic de detecție inferior însă, suficient pentru ca radiațiile secundare de ordin superior (3, 4, 5) să nu deformeze curba de atenuare.

Vom analiza aspectul matematic al problemei în baza raţionamentului fizic expus.

Expresia cîmpului gamma în afara stratului activ vertical cu distribuţia uniformă a mineralizaţiei este (fig. 1)

$$I = \frac{2\pi K Q \rho}{\mu} \{[\Phi(\mu x)] - \Phi[\mu(l + x)]\}, \tag{2}$$

unde I este intensitatea în punctul de observaţie a radiaţiei detectate;

K — coeficientul de transformare care arată numărul de μR/h care corespunde unui anumit conţinut (de regulă se ia 1 μR/h pentru 0,01 % U);

Q — conţinutul în elemente radioactive în %;

ρ — greutatea volumetrică g/cm³ a rocii (se consideră ρ acelaşi pentru zona mineralizată, cît şi pentru zona din afara mineralizaţiei);

μ — coeficientul total de atenuare a radiaţiilor gamma în rocă;

$\Phi(\mu x)$ — funcţia exponenţială King $\Phi(x) = e^{-x} + x\mathrm{Ei}(-x)$;

l — grosimea stratului activ;

x — coordonatele punctului de observaţie.

Considerînd originea axelor de coordonate în centrul stratului activ, (2) devine

$$I = \frac{2\pi K Q \rho}{\mu} \left\{ \Phi\left[\mu\left(x' - \frac{l}{2}\right)\right] - \Phi\left[\mu\left(x' + \frac{l}{2}\right)\right]\right\}, \tag{3}$$

unde $x' = x + \frac{l}{2}$.

La contactul stratului activ cu zona sterilă din punct de vedere radioactiv vom avea

$$I = \frac{\pi K Q \rho}{\mu}[1 - \Phi(\mu l)] = \frac{1}{2} I_\infty [1 - \Phi(\mu l)], \tag{4}$$

unde I_∞ reprezintă intensitatea maximă a radiaţiei gamma pentru semispaţiul infinit.

Revenind la raţionamentul anterior, în care am privit succesiv cîmpul gamma în afara stratului şi în dreptul stratului, remarcăm că expresia (2) este o formă de atenuare exponenţială a stratului activ privit într-un sistem bidimensional.

Înlocuind în (2) factorul din faţa parantezei şi considerînd stratul activ ca avînd grosime infinită pentru radiaţiile gamma (ceea ce pentru $\rho = 2{,}2-2{,}5$ g/m³ înseamnă circa 40—50 cm), obţinem:

$$I = a\,\Phi(\mu x) \text{ pentru } l \to \infty\ \Phi(l + x) = 0. \tag{5}$$

Logaritmînd, putem scrie

$$\ln I = \ln a + \ln \Phi(\mu x).$$

şi înlocuind $\ln I = I_l$

obţinem $$I_l = \ln a + \ln \Phi(\mu x). \tag{6}$$

În mod identic la contact vom avea

$$I_l = \ln 0{,}5 + \ln I_\infty. \tag{7}$$

Expresiile (6) şi (7) pot fi exprimate prin ecuaţiile tipice a două drepte, respectiv

$$y = m + nx$$

$$y = c.$$

În sistemul de coordonate x, y după figura 1 punctul de intersecţie

$$\left.\begin{aligned} x &= \frac{m - c}{n} \\ y &= c \end{aligned}\right\} \tag{8}$$

reprezintă coordonata punctului care pe curba intensităţii, logaritmată, marchează limita (contactul) stratului.

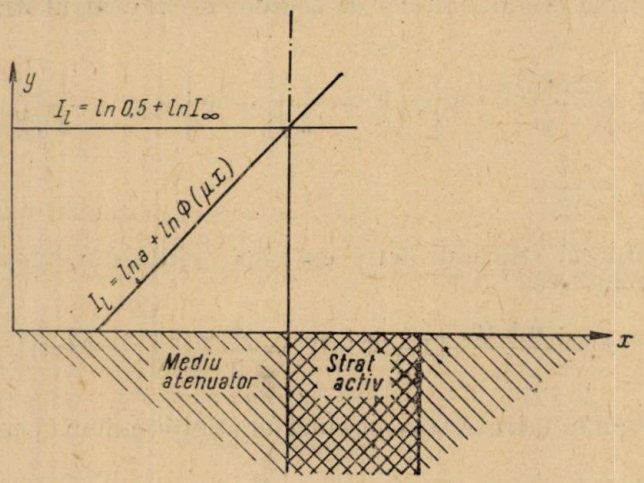


Fig. 1

Găsirea punctului care marchează prin valoarea abscisei limita stratului activ este legată de stabilirea constantelor m şi n, care la rîndul lor sînt legate de parametrii care caracterizează cîmpul gamma prin reaţiile (2), (3) şi (4).

Avînd în vedere că, practic, noi nu obţinem prin măsurători decît un singur element „I" şi variaţia acestuia de-a lungul profilului, punctul respectiv noi l-am obţinut grafic prin logaritmarea curbei intensităţii.

Într-adevăr logaritmarea curbei „I" în afara stratului ne va da o dreaptă, punctul extrem superior al acesteia corespunzînd prin valoarea abscisei cu limita stratului. Menționăm că caracterul atenuării va fi același, indiferent de parametrii care caracterizează activitatea stratului.

Rezultă că logaritmul funcției exponențiale în afara stratului activ va fi o dreaptă a cărei pantă va fi funcție de parametrii amintiți.

Logaritmarea curbei intensității în interiorul stratului ne va da o curbă mai complicată, de grad superior. În acest caz parametrii respectivi, ca C, μ, ρ, precum și repartiția spațială a mineralizării, vor complica mult caracterul curbei, diferindu-l de curba ideală.

Problema pe care ne-am pus-o prin logaritmarea curbei intensității de pe profil a fost aceea de a găsi cu suficientă precizie punctul extrem superior al dreptei atenuării.

Ca metodă analitică s-a considerat că acest punct poate fi găsit prin intersecția ecuației dreptei atenuării cu ecuația curbei logaritmate din interiorul stratului.

Prin curba logaritmată din interiorul stratului s-au luat cîteva cazuri ideale pe modele și s-a calculat ecuația respectivă după curba grafică.

Pentru trei puncte luate de pe curbă avînd coordonatele în sistemul x, y, respectiv (x_0, y_0), (x_1, y_1) și (x_2, y_2), s-a calculat funcția respectivă după formula Lagrange-Krîlov [1]

$$y = y_0 \frac{(x-x_1)(x-x_2)}{(x_0-x_1)(x_0-x_2)} + y_1 \frac{(x-x_0)(x-x_2)}{(x_1-x_0)(x_1-x_2)} + \\ + y_2 \frac{(x-x_0)(x-x_1)}{(x_2-x_0)(x_2-x_1)}; \tag{9}$$

ecuația obținută în final a fost de tipul

$$y = ax^2 - bx + c. \tag{10}$$

Făcînd intersecția ecuației (10) cu dreapta atenuării $y = kx$, s-a obținut coordonata punctului care marchează limita stratului.

Metoda însă s-a considerat ca fiind nesatisfăcătoare, din lipsă de operativitate.

S-a încercat să se deriveze funcția logaritmată a curbelor de intensitate. S-a presupus că această derivată va marca limita superioară a dreptei atenuării. În realitate însă, punctele nu cad perfect pe dreapta atenuării, existînd abateri între un sens sau altul. Or, în calculul derivației, aceste abateri complică mult curba gradientului.

Numeroase încercări făcute pe modele de minereu au dat rezultate foarte bune prin urmărirea grafică a porțiunii liniare din curba logaritmată.

Pentru această porțiune liniară s-a pus condiția analitică

$$\frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} = \frac{y_3 - y_1}{x_3 - x_1}, \tag{11}$$

unde $x_1 y_1$, $x_2 y_2$, $x_3 y_3$ reprezintă coordonatele a trei puncte fixate pe latura „liniară" a curbei logaritmate.

Pentru simplificare, partea liniară este legată de un sistem de coordonate xy, față de sistemul profilului măsurat și pe care l-am notat cu $x_b y_b$.

În acest caz condiția (11) devine (fig. 2)

$$\operatorname{tg}\alpha = \frac{\Delta I}{x_b} = \frac{I_{\log} - I_b}{x_b}$$

sau

$$I_{\log} = x_b \operatorname{tg}\alpha + I_b. \tag{12}$$

Astfel, pe modelul din figura 4 am obținut următoarea situație:

Tabela 1

x (cm)	x_b	I_b	$I_{\log}$	$x_b \operatorname{tg}\alpha + I_b$	$\Delta I = I_{\log} - x_b \operatorname{tg}\alpha + I_b$
4,0	1,5	6	12,9	12,6	0,6
4,5	2,0	6	14,7	14,8	0,1
5,0	2,5	6	17,0	17,0	0,0
5,5	3,0	6	18,4	19,2	0,8
6,0	3,5	6	22,0	21,4	0,6
6,2	3,7	6	23,5	22,3	1,2
6,5	4,0	6	23,7	25,4	1,7
7,0	4,5	6	24,5	25,6	1,1
7,5	5,0	6	25,0	28,0	3,0
8,0	5,5	6	24,6	34,0	9,6

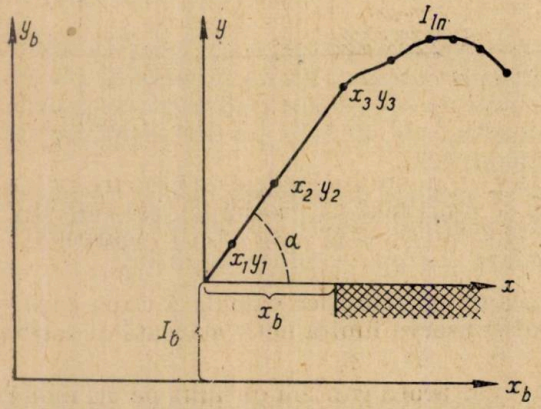


Fig. 2

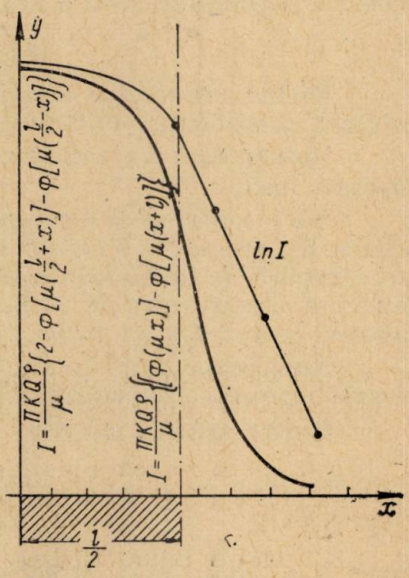


Fig. 3

În situații ideale condiția este ca $\Delta I = 0$. Observăm că în intervalul $x = 4{,}0 - 6{,}0$, condiția pusă în (11), (12), se respectă. Pentru $x = 6{,}2$, $\Delta I \neq 0$; se remarcă un salt de la 0,6 la 1,2 pentru respectiv $x = 6{,}0$ și $x = 6{,}2$.

Limita reală a stratului este la $x = 6{,}3$.

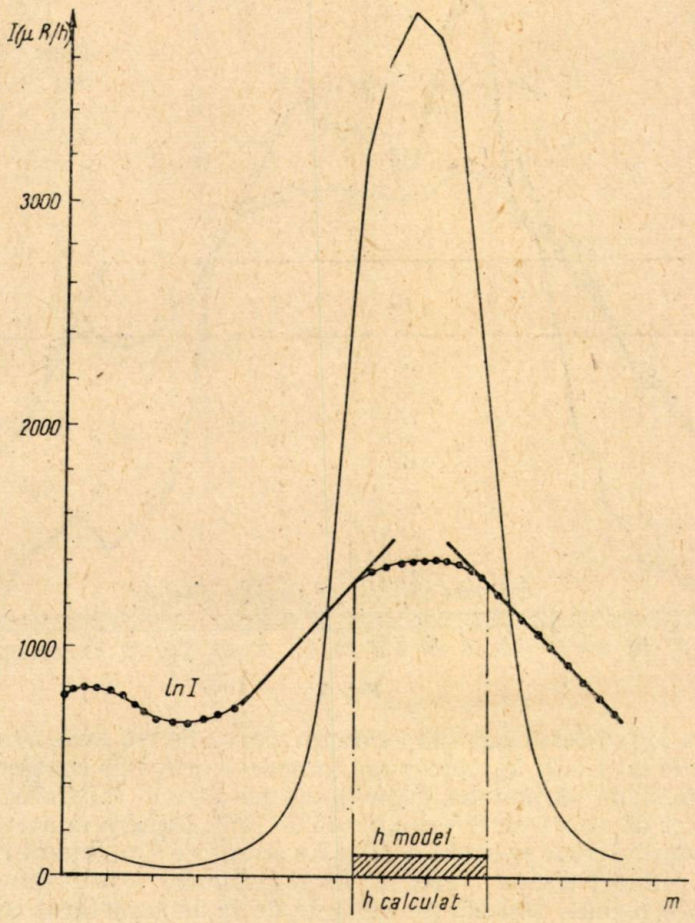


Fig. 4

Metoda a fost experimentată pe numeroase modele de probare *in situ* și pe modele de sonde, obținîndu-se erori față de grosimile reale ale stratelor respective între 3 și 5%. În continuare vom reda cîteva cazuri caracteristice :

În figura 3 avem redată o diagramă teoretică calculată după expresiile (2), (3) și (4) și în care se poate observa limita netă marcată de curba logaritmată.

Curba din figura 4 reprezintă un profil gamma obținut pe un model de sondă confecționat din minereu de uraniu, avînd cunoscut parametrul „h"

(grosimea) și în care se poate observa că eroarea prin metoda logaritmică este imperceptibilă.

În figura 5 avem un profil făcut pe peretele unei galerii transversale, care a străpuns o zonă mineralizată avînd o repartiție a elementului activ neuniformă cu impregnații.

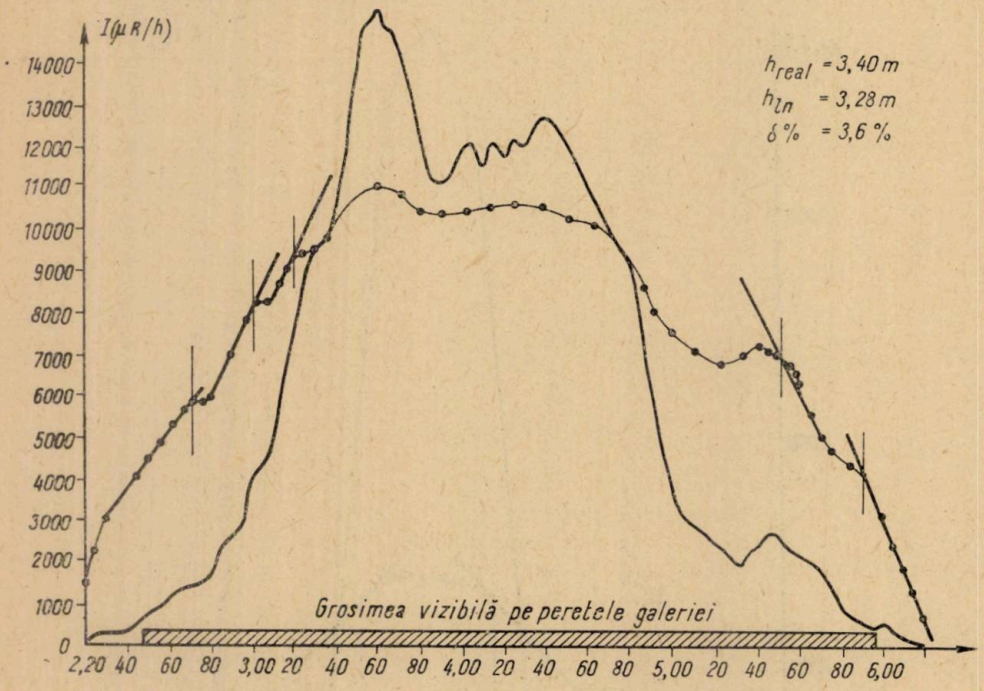


Fig. 5

Curba logaritmică pune în evidență cîteva limite care, orientîndu-se după valorile lui I (μR/h), corespund anumitor grupe de conținut. De aici se poate conclude că metoda logaritmică permite și separarea obiectivă a categoriilor de strate cu diferite grade de îmbogățire a minereului.

Metoda descrisă prezintă o serie de avantaje : în primul rînd faptul că elimină subiectivismul, procesul de logaritmare este foarte simplu și se poate face repede. Metoda nu depinde decît de caracterul curbei. Permite în anumite cazuri separarea diferitelor zone după grad de îmbogățire.

Ilustrativ redăm mai jos o comparație a metodei logaritmice cu metodele amintite la începutul acestei expuneri. Calculele s-au făcut pe o serie de modele de minereu confecționate din diferite tipuri de zăcăminte.

Din tabela 2 se observă că metoda logaritmică în general dă rezultate satisfăcătoare și în majoritatea cazurilor net superioare metodelor aflate în utilizare. De asemenea remarcăm că tipul de zăcămînt nu a influențat metoda logaritmică. S-a observat în procesul calculelor făcute că ansamblul de parametri fizici care determină curba intensității gamma nu afectează logaritmul atenuării ; dreapta respectivă își va modifica doar panta. Coordonata punctului căutat este determinată de lungimea dreptei care reprezintă logaritmul atenuării.

Tabela 2

Model nr. *) (tip)	Grosime reală cm	Determinarea grosimii (în cm)		Metoda log.	Eroarea în %		
		metoda 1/2 max	metoda 4/5 max		metoda log. / *h* real	4/5 I max / *h* real	$\frac{1}{2}$ *I* max / *h* real
41	67	58	—	66	1,5%	—	13,4%
45	34	—	38	32	6,0%	12%	—
112	67	42	—	62	3,0%	—	37%
46	33	39	—	33	0%	—	16%
46 T	72	nu merge	nu merge	76	5,5%	—	—
108	78	23	—	80	2,6%	70%	—
O T	31	30	—	30	3,2%	—	3,2%
1	17,5	—	18	20	12,5%	3%	—
4 T	23	—	25	25	8,7%	8,7%	—
Ntr	340	280	—	320	5,8%	—	17,7%

*) Datele privind aceste modele au fost luate din rapoartele geologo–geofizice aflate la fondul DGRM sau din modelele confecționate de autor.

CONCLUZII

Autorul recomandă o nouă metodă pentru stabilirea limitelor stratului activ în măsurătorile radiometrice care se fac *in situ*. Se arată că curba intensității logaritmată marchează limita stratului în punctul care se află la extremitatea superioară a părții liniare din curbă. Partea liniară reprezintă logaritmul atenuării radiațiilor în afara stratului. Se arată că metoda este obiectivă, ea fiind superioară metodelor utilizate la ora actuală.

Aplicarea metodei permite stabilirea limitelor stratului activ cu mai multă precizie, ceea ce asigură o substanțială diminuare a erorilor care se fac în calculul rezervelor de minereu în baza măsurătorilor radiometrice.

Primit la redacție la 12 februarie 1967

BIBLIOGRAFIE

1. Крылов А. Н., Лекции о приближенных вычислениях, Москва, 1950.
2. Lungu A., *Relații cantitative în lucrări radiometrice la zăcămintele de uraniu*. Rev. Minelor, *3* (1960).
3. Lungu A., *Prospecțiunile radiometrice pentru zăcămintele de uraniu* (Institutul Petrol, Gaze, Geologie, București, fond catedra geofizică, 1966)
4. Новиков Г. Ф., Радиоактивные методы разведки. Изд. Недра, 1965.
5. Theodore Rockwell, *Reactor Shielding*. Design Manual MC-GRAW-Hill Book Company INC., 1956.

CERCETĂRI ASUPRA ABUNDENȚEI RADIOIZOTOPILOR ÎN APELE MINERALE DIN REGIUNEA CRIȘANA[1])

DE

ARPAD SZABO și IOSIF CHEREJI

Institutul de fizică atomică — Secția a V-a Cluj

I. INTRODUCERE

Radioactivitatea naturală a apelor minerale se datorește izotopilor radioactivi naturali dizolvați din rocile prin care trec aceste ape. Majoritatea acestor radioizotopi aparțin celor trei familii radioactive principale : familia uraniului (seria $4n + 2$), a actiniului (seria $4n + 3$) și a toriului (seria $4n$). Izotopii din seria neptuniului ($4n + 1$) nu pot fi puși în evidență în natură din cauza perioadei de înjumătățire foarte scurte în comparație cu perioadele geologice. Numai produsul final Bi^{109} se poate decela în apele naturale și în roci. Se mai cunosc în natură zece elemente radioactive fără familie: K^{40}, Rb^{87}, In^{115}, Sb^{123}, La^{138}, Nd^{144}, Sm^{147}, Lu^{176}, Ta^{180} și Re^{187}. Cantitățile lor fiind foarte mici, cu excepția K^{40} și Rb^{87}, aceste elemente nu pot fi decelate în apele minerale [15].

Însemnătatea efectelor fiziologice ale microcomponentelor radioactive din ape impune necesitatea studierii abundenței acestora în toate apele naturale înainte de a fi valorificate ca ape potabile sau ca ape terapeutice.

Radioactivitatea cîtorva izvoare de apă minerală din regiunea Crișana a fost măsurată în trecut numai în privința conținutului de radon. Astfel de date găsim în lucrările lui G. Atanasiu [1]—[7] și J. Straub [16]. Începînd din anul 1951, în cadrul unui program mai larg de cercetare a radioactivității naturale în apele minerale din România, autorul A. Szabo a extins măsurătorile asupra determinării sistematice a radiului și, după necesitate, a uraniului și a unor izotopi de radiu și toriu [14]—[15].

În ultimul timp, potențialul de alimentare cu apă minerală a stațiunilor balneare din regiune a fost considerabil mărit prin punerea în

[1]) Lucrare prezentată la cel de-al II-lea Simpozion de igiena radiațiilor, Timișoara, mai, 1967.

exploatare a unor foraje noi, executate pe baza cercetărilor hidrogeologice. Noua situaţie impune determinarea abundenţei radioizotopilor în actualele surse de apă, atît din punct de vedere ştiinţific, privind consideraţiile geochimico-geofizice în legătură cu geneza radioactivităţii apelor, cît şi în legătură cu valorificarea raţională a apelor.

II. METODELE EXPERIMENTALE

Măsurătorile experimentale s-au efectuat prin metodele descrise în lucrările anterioare ale autorului A. Szabo, cu unele perfecţionări privind mărirea sensibilităţii determinărilor, respectiv simplificarea tehnicii de lucru [9], [11], [14].

1. DETERMINAREA RADONULUI

Dozarea radonului s-a făcut cu un dispozitiv care constă dintr-o cameră de ionizare şi un electrometru cu coardă monofilară tip Wulff, alimentat cu tensiunile necesare de la un redresor stabilizat. Probele s-au luat într-un recipient de sticlă de 2 500 ml vidat în prealabil.

Îmbunătăţirea preciziei măsurătorilor s-a asigurat prin uscarea prealabilă a amestecului de aer-radon înainte de introducerea în camera de ionizare şi prin recalibrarea aparatului înainte de fiecare măsurătoare cu un etalon solid de radiu (avînd activitatea de $6{,}06 \cdot 10^{-5}$ Ci). Formula de calcul este următoarea:

$$Q_{Rn} = \frac{q \cdot T_2 \cdot (V_a + V \cdot \alpha) \cdot (T_i - T_1)}{V \cdot V_a \cdot T_1 (T_1 - T_2)\, e^{-\lambda t}} \quad [\text{mCi}], \qquad (1)$$

unde

Q_{Rn} este cantitatea de radon la litru (mCi),
q — valoarea în radon a etalonului solid de radiu (mCi),
V — volumul apei (litri),
V_a — volumul aerului din vasul de probă (litri),
T_1 — timpul de încărcare a electrometrului în cazul probei (s),
T_2 — idem în cazul etalonului (s),
T_i — timpul de încărcare spontană (s),
α — coeficientul de repartiţie a radonului între aer şi apă,
λ — constanta de dezintegrare a radonului ($\lambda = 2{,}077 \cdot 10^{-6} s^{-1}$),
t — timpul scurs între luarea probei şi măsurătoare.

Citirea curenţilor de ionizare se face după trei ore de la introducerea radonului în aparat, cînd între radon şi depozitul său activ se stabileşte echilibrul radioactiv.

2. DETERMINAREA RADIULUI

Radiul se determină indirect, prin măsurarea cantităţii de radon (Q_{Rn}) acumulat prin dezintegrarea radiului. Radiul se coprecipită împreună cu bariul, utilizat drept purtător, din 5 litri de apă, sub formă de sulfaţi.

Precipitatul de sulfați se solubilizează prin topire cu carbonați alcalini și dizolvarea carbonaților obținuți în acid clorhidric diluat. Soluția se închide într-un vas Curie și după timpul „t" se măsoară cantitatea de radon acumulată utilizînd metoda descrisă la radon. Cantitatea de radiu corespunzătoare radonului măsurat se calculează prin formula următoare :

$$Q_{Ra} = \frac{Q_{Rn}}{1 - e^{-\lambda t}} 10^{-9} \quad [g] \qquad (2)$$

Simbolurile din formula (2) au aceeași semnificație ca și cele din formula (1).

Față de procedeul aplicat anterior, această metodă înlătură coprecipitarea radiului cu hidroxid feric la izvor, care s-a utilizat pentru împiedecarea pierderilor prin schimb ionic cu componenții sticlei. Pierderile de acest gen sînt înlăturate acum prin utilizarea vaselor de colectare din PVC.

3. DETERMINAREA URANIULUI

Urmărind determinarea cantităților extrem de mici de uraniu din ape, s-a aplicat metoda fluorimetrică, folosind ca sursă de lumină fluorescentă o lampă cu vapori de mercur tip Thelta 09.

Proba de 1 litru de apă, după o slabă acidulare cu acid clorhidric, s-a evaporat pînă la circa 40 ml. Pentru îndepărtarea fierului prezent, care ar jena fluorescența preparatului, se adaugă soluției evaporate la mic volum circa 50 ml soluție saturată de carbonat de amoniu și 50 ml soluție de amoniac 25% și se filtrează carbonații precipitați care antrenează și fierul. Uraniul trece în filtratul alcalin sub formă de carbonat de uranil. Din această soluție uraniul a fost precipitat la un pH de circa 5,2 prin fierbere cu o soluție de 3% albumină (25 ml). Precipitatul se filtrează și se calcinează într-un creuzet de platină timp de 20 de minute la aproximativ 900 °C și se topește cu o cantitate standardizată de 0,3 g fluorură de sodiu p.a. Topitura se culege într-o lingură de platină cu dimensiuni standard, obținîndu-se o perlă cu o suprafață determinată.

Fluorescența obținută cu această perlă se compară cu cea obținută cu o scară-etalon, anterior preparată din perle conținînd cantități cunoscute de uraniu. Pentru a reduce eroarea cauzată de pierderile de uraniu din timpul prelucrării probelor, la confecționarea perlelor-etalon preparatele se supun acelorași prelucrări chimice ca și probele de măsurat. Sensibilitatea realizată prin această metodă este de 10^{-8} g uraniu la litru, mult apropiată de limita sensibilității realizate prin fluorimetrie.

III. REZULTATELE MĂSURĂTORILOR

Rezultatele măsurătorilor efectuate asupra abundenței radonului, radiului și a uraniului în apele minerale, respectiv activitățile globale beta-gama, sînt trecute în tabela 1.

Tabela

Abundențele naturale ale izotopilor radioactivi

Nr. crt.	Localitatea	Denumirea sursei de apă	Adîncimea m	Debit m^3/zi	Temp. °C
1	2	3	4	5	6
					1. — *Ape termale*
1	Oradea	Sonda 4006 ISEM Strand (1964)	2 813	800	80
2	„	Sonda 4005 ISEM Aeroport (1964)	2 700	820	87
3	Băile Felix	Sonda Balint (1884)	47	4 580	49
4	„ „	Sonda 4012 ISEM (1964)	650	4 400	43
5	„ „	Izv. Breiner	—	—	28
6	Băile „1 Mai"	Sonda Izbuc (1885)	101	1 300	42
7	„ „	Sonda 4013 ISEM (1964)	650	2 200	33
8	„ „	Baia cu Valuri	—	—	28
9	„ „	Apa din lac	—	—	26
10	Băile Moneasa	Izv. I—II	320	—	23
11	„ „	Soda III	80	—	28
12	„ „	Soda IV	—	—	32
					2. — *Izvoare de*
13	Stîna de Vale	Izv. I (Izv. minunilor)	—	—	10
14	„ „ „	Izv. II (Irimie I)	—	—	15
15	„ „ „	Izv. III (Irimie 2)	—	—	15
16	„ „ „	Izv. IV (Pavel)	—	—	9
17	„ „ „	Izv. V (Păstrăvărie)	—	—	13
18	„ „ „	Izv. VI (Tabăra)	—	—	11
19	„ „ „	Izv. VII (Radu)	—	—	10
					3. — *Izvoare minerale*
20	Băile Tinca	Izv. I	170	—	15
21	„ „	Izv. III	80	—	16
22	„ „	Izv. IV (Scînteia)	314	—	18

1

în apele minerale din regiunea Crișana

Cantitatea de element radioactiv la un litru de apă				Activ. glob. $\beta-\gamma$ 10^{-12}Ci	Rocile de bază
	Rn	Ra	U		
mCi	Unit. Mache	10^{-12} g	10^{-8} g		
	7	8	9	10	11
și mezotermale					
1,20	3,3	43,4	—	3,7	Dolomite
1,96	5,39	0,0	10	2,1	triasice
0,39	1,04	3,5	3,3	4,1	Calcare
0,24	0,82	0,54	1,0	2,7	cretacice
0,16	0,44	—	—	6,2	
0,29	0,79	2,5	10,0	2,5	
0,34	0,93	2,8	—	1,3	Calcare
0,31	0,85	1,2	—	6,8	cretacice
0,16	0,44	—	—	6,2	
0,61	1,67	0,60	6,0	9,7	Calcare
1,0	2,75	0,91	6,0	9,7	triasice
0,81	2,22	0,95	33,0	3,4	și jurasice
apă dulce					
0,59	1,62	urme	—	3,0	
0,15	0,42	—	1,8	2,0	
0,22	0,61	0,15	1,0	0,5	Calcare
0,81	2,23	0,40	1,0	1,8	jurasice
0,21	0,57	0,10	1,8	1,8	și virgloriene
0,40	1,12	0,91	1,8	0,3	
0,50	1,39	1,11	1,0	0,7	
carbogazoase					
0,29	0,79	1,30	—	9,0	Nisipuri
0,96	2,64	1,10	1,0	5,6	ponciene
0,21	0,57	2,20	—	6,1	și pliocene

După compoziţia chimică şi geneza lor, apele minerale din regiunea Crişana pot fi împărţite în următoarele grupe :

1. APE TERMALE ŞI MEZOTERMALE

— *Băile „1 Mai"*. Sînt situate la o distanţă de 5,5 km sud-est de oraşul Oradea, la altitudinea de 140 m. Pe teritoriul staţiunii se găsesc circa 30 izvoare de apă termală, cu temperaturi între 24—42 °C, a căror apă se adună într-un lac situat la marginea parcului. Cercetările radiologice au fost extinse numai la cele 4 surse de apă termală, singurele care au importanţă din punct de vedere practic.

Aceste emergenţe de apă termală slab mineralizate (1,07 g la litru) îşi au originea în roci calcaroase aparţinînd cretacicului inferior. Abundenţele izotopilor radioactivi sînt mici (0,1—0,34 mCi Rn, 1,2—2,8.10^{-12} g Ra, 0—10.10^{-8} g U la litru).

— *Băile Felix*. Sînt aşezate la o distanţă de 8 km sud-est de oraşul Oradea şi la circa 2 km sud-vest de Băile „1 Mai", la altitudinea de 140 m.

În studiul de faţă s-au cercetat trei sonde principale care alimentează în prezent staţiunea cu apă termală. Geneza acestor ape este analogă cu a celor de la Băile „1 Mai", ele fiind cantonate în reţelele de fisuri ale calcarelor cretacice, radioactivitatea lor fiind de asemenea slabă (0,2—0,38 mCi Rn, 0,5—3,5.10^{-12} g Ra, 1—3,3.10^{-8} g U la litru).

— *Oradea*. În oraşul Oradea s-au studiat două sonde, forate recent, care debitează ape hipertermale cu o mineralizaţie puţin mai bogată decît cele de la staţiunile mai sus amintite (1,39 g săruri la litru). Stratul acvifer exploatat este situat la adîncime mai mare (2 700—2 800 m), în formaţiuni calcaroase mezozoice formate din dolomite triasice. Aceste ape termale au o radioactivitate în radon şi radiu relativ mai ridicată (1,2—1,9 nCi Rn, 3—5,3. 10^{-12}g Ra), dar în acelaşi timp există doar urme de uraniu.

Apa termală debitată de sonda din parcul oraşului este valorificată la un nou complex balnear, iar sonda de la aeroport serveşte ca sursă de energie termică în serele gospodăriei de stat.

În tratamentul complex balnear de la aceste staţiuni, pe lîngă băile termale un factor important îl constituie nămolul sapropelic feruginos exploatat din lacul de la Băile „1 Mai", care se aplică sub formă de împachetări. Acest nămol conţine 3,1.10^{-12} g Ra la 1 g de nămol uscat la 100 °C.

— *Băile Moneasa*. Sînt situate în partea de sud-est a regiunii Crişana, la poalele Munţilor Codrului.

Izvoarele mezotermale drenează ape provenite din infiltraţii de la suprafaţă şi ape carstice infiltrate prin zonele de aflorare. Aceste ape sînt de o mineralizaţie scăzută, lipsite complet de cloruri şi neutre din punct de vedere chimic. Termalitatea şi conţinutul slab de CO_2 liber se datoresc unui aport juvenil pe linia de falie majoră. Se remarcă abundenţele mărite de uraniu (6—33.10^{-8} g U la litru).

2. IZVOARE DE APĂ DULCE

În acest grup au fost studiate izvoarele slab radioactive de la staţiunea climaterică Stîna de Vale. Aceste izvoare debitează ape dulci cu mineralizaţie potrivită şi sînt folosite ca ape potabile.

— *Stîna de Vale* este o staţiune climaterică de altitudine (1 063 m), situată în bazinul intermontan dintre Masivul Vlădeasa, Munţii Bihorului şi Pădurea Craiului.

Apa izvoarelor are o radioactivitate slabă, constituind ape potabile excelente. Este caracteristică prezenţa în majoritatea apelor a uraniului, în cantităţi neînsemnate din punct de vedere al efectelor fiziologice. Valorile mici ale radioactivităţii globale beta-gama arată un efect de infiltrare intensă a apelor superficiale cu care stratul acvifer are contingenţă indirectă.

3. IZVOARE DE APE CARBOGAZOASE

Izvoarele de ape carbogazoase sînt exploatate la *Băile Tinca*, situate pe malul drept al Crişului Negru, la 37 km sud de Oradea.

Orizonturile acvifere de adîncime au fost interceptate prin foraje la adîncimile cuprinse între 170 şi 314 m în straturi nisipoase. Sondele debitează ascensional sau artezian ape minerale cu mineralizaţie bogată; ape bicarbonatate, clorosodice, slab calcice, magneziene, uneori sulfatate şi iodurate, cu un conţinut variabil de CO_2 liber.

Straturile acvifere exploatate se alimentează din infiltraţii de la suprafaţă. Mineralizaţia apelor provine din dizolvarea sărurilor şi oxidarea unor minerale conţinute în rocile prin care circulă apele.

Valorile relativ mărite ale radioactivităţii globale demonstrează contingenţa izvoarelor cu ape de infiltraţie.

Temperatura mai ridicată a acestor ape faţă de cea corespunzătoare treptei geotermice se explică printr-un aport de apă caldă din profunzime. CO_2 este în legătură cu manifestaţiunile postvulcanice.

Abundenţa izotopilor radioactivi este mult sub limitele maxime admisibile pentru apa potabilă. Uraniul este în general absent, excepţie făcînd sonda nr. 3, în care apare ca urme.

IV. CONCLUZII

Comparînd datele incluse în tabel, se poate constata că nu se poate stabili nici o legătură între abundenţa elementelor radioactive naturale din apele minerale studiate şi termalitatea, respectiv, adîncimea izvoarelor. Aceasta se poate explica prin faptul că adîncimea forajelor, în general, nu coincide cu adîncimea reală de unde derivă apele. Forajul poate să întîlnească, de exemplu, un flux ascendent de apă provenit de la adîncimi mai mari, diferite de adîncimea forajului.

Apele minerale cercetate în regiunea Crişana provin, în majoritatea lor, din masive calcaroase sărace în elemente radioactive. Datorită acestui fapt, abundenţele de radon, radiu şi uraniu au, în general, valori scăzute în cazul apelor ce provin din calcare cretacice sau jurasice (0,2 —0,38 mCi radon, $0{,}5-3{,}5.10^{-12}$ g radiu, $1-3.10^{-8}$ g uraniu la litru). O abundenţă crescută a elementelor radioactive a fost găsită în cazul apelor termale provenite din dolomitele triasice (0,38—1,96 mCi radon, $8-43{,}4.10^{-12}$ g radiu), cu excepţia uraniului, care este absent.

Radioactivitatea globală beta-gama a apelor cercetate este în general mică. Valorile puţin crescute, care însă se află mult sub limita admisibilă pentru apele potabile, s-au înregistrat la sursele de apă care au contingenţă directă cu apele superficiale. De aici reiese că această radioactivitate globală, care se datoreşte în mare parte produşilor de fisiune (de exemplu Sr^{90}) proveniţi din exploziile nucleare experimentale în aer, îşi are originea în apele superficiale în care produşii pătrund din atmosferă.

Rezultatele măsurătorilor referitoare la abundenţa elementelor radioactive în apele minerale din regiunea Crişana situează toate apele studiate în limitele admisibile de potabilitate conform normelor sanitare.

Radioactivitatea moderată a acestor ape, respectiv ororadioactivitatea apreciabilă în cazul izvoarelor cu debit mare, reprezintă un factor terapeutic de mare valoare pentru staţiunile balneare şi climaterice din regiune. Acest factor terapeutic poate fi mult îmbunătăţit în viitor prin instalarea unor dispozitive automate cu ajutorul cărora se poate mări artificial, după necesitate, conţinutul în radon al apelor. În acest fel valoarea terapeutică a apelor, datorită termalităţii sau a componenţilor chimici preţioşi, va putea fi mult amplificată [18].

Primit la redacţie la 20 mai 1967.

BIBLIOGRAFIE

1. G. Atanasiu, Ann. Inst. Geol. de Roumanie, *12*, 1 (1926).
2. „ Ann. Inst. Geol. de Roumanie *13*, 53 (1929).
3. „ Ann. Inst. Geol. de Roumanie *16*, 935 (1931).
4. „ Bul. de la Soc. Roum. de Physique, *42*, 78 (1941).
5. „ Bul. St. Acad. R.P.R., Secţ. St. Mat. şi Fiz., **VI**, *1* (1954).
6. „ Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr. Série de géophys., *2*, **X**, 115 (1966).
7. „ St. Cerc. geol. geofiz. geogr. ser. geofiz., **3**, *1*, 99 (1965).
8. A. Szabo, St. Cerc. St., Fil. Acad. R.P.R. Cluj, *1—2*, 85 (1952).
9. „ Hidrol. Közlöny, *1—2* (1949).
10. „ Acta Chim. Acad. Sci. Hung., **18**, 1—4 (1959).
11. „ Bul. St. Acad. R.P.R., Secţ. St. Mat. şi Fiz., **6**, *1* (1954).
12. „ Ann. Univ. Bolyai, Cluj (1956).
13. „ Comunicările Acad. R.P.R., **XI**, 8 (1961).
14. „ St. Cerc. de Fiz., **16**, *9* (1964).
15. A. Szabo, Reprint IFA, nr. R/14, 1957.
16. J. Straub, Erdélyi gyógyvizek kémiai öszetétele, Ed. Földtani Int. Budapesta, 1950.
17. A. Szabo, I. Banyai, St. Cerc. geol., **VIII**, *2* (1963).
18. A. Szabo, Medicina internă, **XV**, *9* (1963).

CERCETAREA MINERALIZAȚIILOR AUROARGENTIFERE PRIN METODE GEOFIZICE DE SONDĂ

DE

S. GH. IORDACHE

Comitetul de Stat al Geologiei, IGEX Geofizică B-dul N. Bălcescu nr. 26

Determinarea conținuturilor auroargentifere din pereții forajelor au constituit una din problemele importante de cercetare geofizică a găurilor de sondă din Republica Socialistă România.

Conținuturile reduse, $2 - 10^0/_{00}$ aur sau $5-100^0/_{00}$ argint, ale elementelor de cercetat din rocă nu puteau constitui un parametru fizic important, care să stea la baza unei metodologii geofizice clasice de lucru.

Deși ca elemente minerale aurul și argintul ar putea prezenta o conductibilitate electrică cu totul deosebită de mineralele adiacente din rocă, conținuturile de $2-10^0/_{00}$ nu pot schimba nici în cea mai mică măsură conductibilitatea electrică a rocii.

Metodele clasice de geofizică nucleară cunoscute de asemenea nu ar putea avea o bază fizică de aplicabilitate, întrucît atît aurul și argintul, cît și rocile purtătoare de mineralizații auroargentifere de explorat și exploatat nu apar asociate cu elemente radioactive în rocă și, mai mult chiar, radioactivitățile lor naturale apar sub valorile cele mai variate, ceeace nu poate constitui un element caracteristic de urmărit.

Din aceleași considerente, ca și în cazul rezistivității electrice, conținuturile reduse de aur și argint nu pot imprima rocilor purtătoare o anumită densitate sau porozitate specifică, fapt care conduce la ineficacitatea metodelor nucleare densitive ($\gamma-\gamma$) sau de porozitate ($_on'-\gamma$).

Astfel metodele cunoscute și aplicate curent în geofizica de sondă s-au dovedit fără eficiență practică, în cercetarea geofizică din foraje a minereurilor auroargentifere.

Problema explorării mineralizațiilor auroargentifere din sonde putea fi urmărită teoretic și experimental bazată numai pe cu totul alte principii de lucru, principii care să fie specifice evidențierii și stabilirii conținuturilor elementelor de cercetare din rocile componente.

Din cercetările efectuate a rezultat că principiile de bază care pot conduce la stabilirea unei metode geofizice de sondă pentru explorarea mineralizațiilor auroargentifere pot fi :

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 5, NR. 2, P. 289–303. BUCUREȘTI, 1967

a) înregistrarea radioactivității izotopilor Ag^{110} și Ag^{108}, provocate prin activare [1]), în vederea stabilirii prin interpretare a intervalelor mineralizate din foraje și

b) stabilirea raportului conținuturilor Au : Ag pe tipuri de zăcăminte auroargentifere, în vederea determinării conținuturilor aurifere din profilul forajului.

1. CONSIDERAȚII MINERALOGICE SUMARE ASUPRA MINERALIZAȚIILOR AUROARGENTIFERE

În zăcămintele auroargentifere, ca elemente principale sînt întîlnite aurul și argintul.

Atît aurul, cît și argintul, avînd rețele elementare aproape de aceleași dimensiuni, pot forma structuri cristaline monotipice.

Mai mult chiar, faptul că, în cazul structurilor interne, razele atomice ale acestor elemente sînt aproape identice [1] poate avea un rol foarte important atît pentru chimismul acestor elemente, cît și pentru condițiile lor naturale de apariție, în special în cazul amestecurilor lor izomorfe.

Astfel de caracteristici pentru aur și argint pot conduce chiar la condiționarea apariției lor în zăcăminte întotdeauna împreună.

Rezultatele cercetărilor obținute din literatură și din practică confirmă precizările făcute și, mai mult chiar, se pot stabili și valori medii ale raportului Au/Ag pe zăcăminte.

Pentru zăcămîntul Toroioaga — Baia Borșa [11] valoarea raportului Au/Ag variază între 1,2÷2,4 pentru filonul Caterina și (2,5÷5,0) Au/Ag pentru filonul Domnișoara.

După unele rezultate ale analizelor mineralogice, rapoartele conținuturilor Au/Ag au fost stabilite și pentru alte zăcăminte.

Astfel pentru zăcămintele Șuior raportul Au : Ag variază de la 0,111÷÷0,036, iar valoarea medie a raportului Au/Ag pe zăcămînt poate fi considerată de 0,044, așa cum rezultă din figura 1.

În cazul zăcămîntului Bucium — Radu, limitele raportului Au/Ag variază între 0,17÷0,087, așa cum rezultă din figura 2 [2]).

Pentru zăcămîntul Gura Barza, limitele raportului Au/Ag variază între 0,166÷0,039 [3]).

Valoarea medie a raportului conținuturilor Au/Ag poate fi admisă de ordinul a 0,072, așa cum rezultă din figura 3.

În sfîrșit, o statistică similară întocmită și în cazul zăcămîntului Baia de Arieș precizează că valoarea medie admisă a raportului de conținuturi Au/Ag este de 0,069 [4]), așa cum se observă și în cazul graficului din figura 4.

---

[1]) Iordache Gh. S., *Metoda geofizică de determinare a mineralizațiilor auroargentifere*, Dos. invenție OSI 49868/1965.

[2]) Covrig Lazăr, *Raportul lucrărilor geologice din Sect. Bucium — Radu* (1962), Doc. T.P.E.M.—M.M.E.E.

[3]) Stănescu Nic., *Raportul lucrărilor geologice din Sect. Gura Barza* (1962), Doc. T.P.E.M.—M.M.E.E.

[4]) Man Nic., *Raportul lucrărilor geologice din sect. Baia de Arieș* (1962), Doc. T.P.E.M.—M.M.E.E.

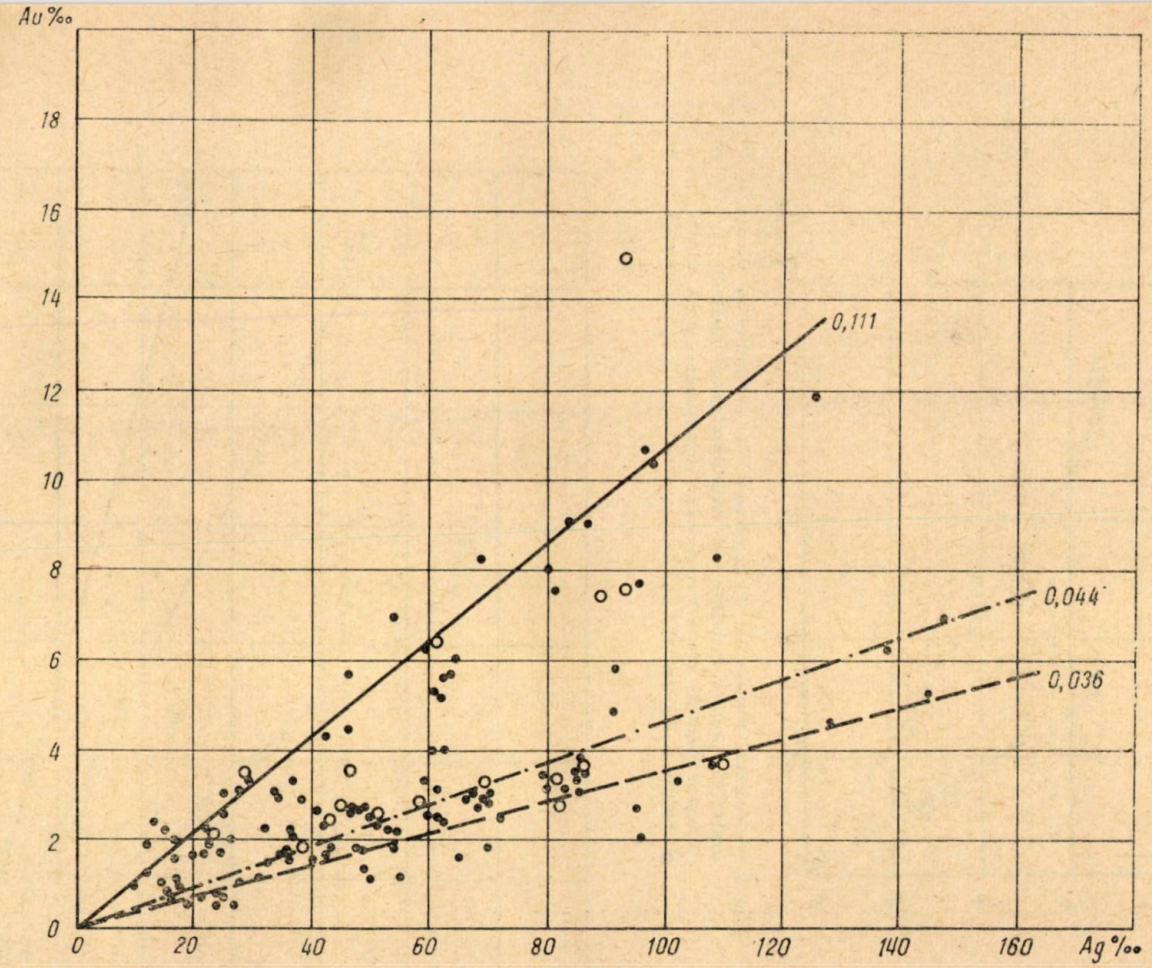


Fig. 1. — Graficul rapoartelor de dependență a conținuturilor de aur și argint din probele recoltate din zăcămîntul Șuior.

● Raportul cantitativ dintre aur și argint dintr-o singură probă chimică
○ Raportul mediu cantitativ Au : Ag. pentru mai mult de 5 probe chimice.

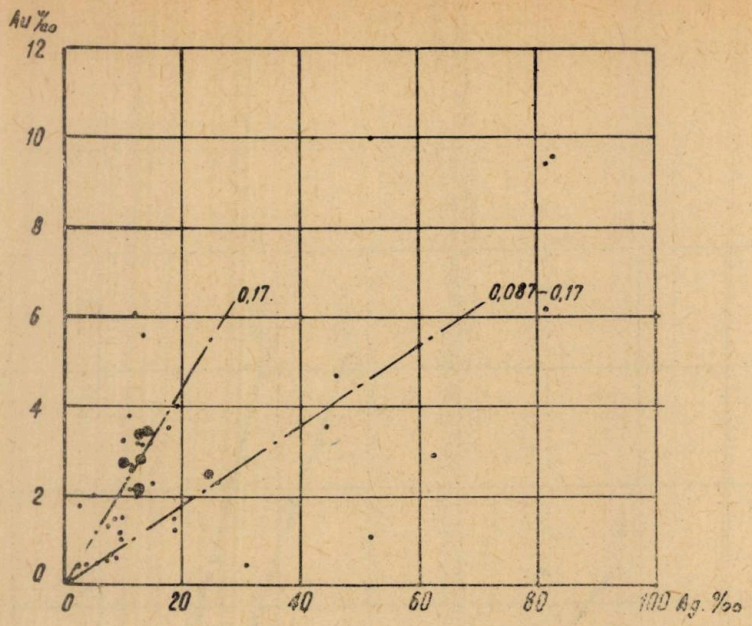


Fig. 2. — Graficul rapoartelor de dependență a conținuturilor de aur și argint din probele recoltate din zăcămîntul Bucium-Radu.

. Raportul cantitativ dintre aur și argint dintr-o singură probă chimică

● Raportul mediu cantitativ Au : Ag. pentru mai mult de 5 probe chimice.

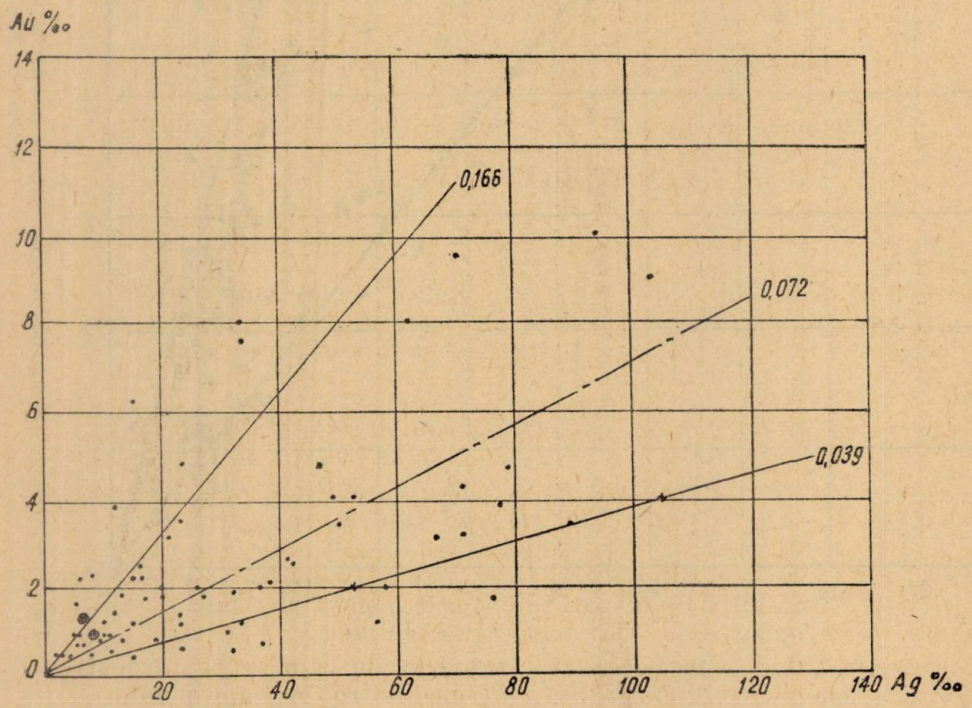


Fig. 3. — Gaficul rapoartelor de dependență a conținuturilor de aur și argint din probele recoltate din zăcămîntul Gura-Barza.

. Raportul cantitativ dintre aur și argint dintr-o singură probă chimică

● Raportul mediu cantitativ Au : Ag. pentru mai mult de 5 probe chimice.

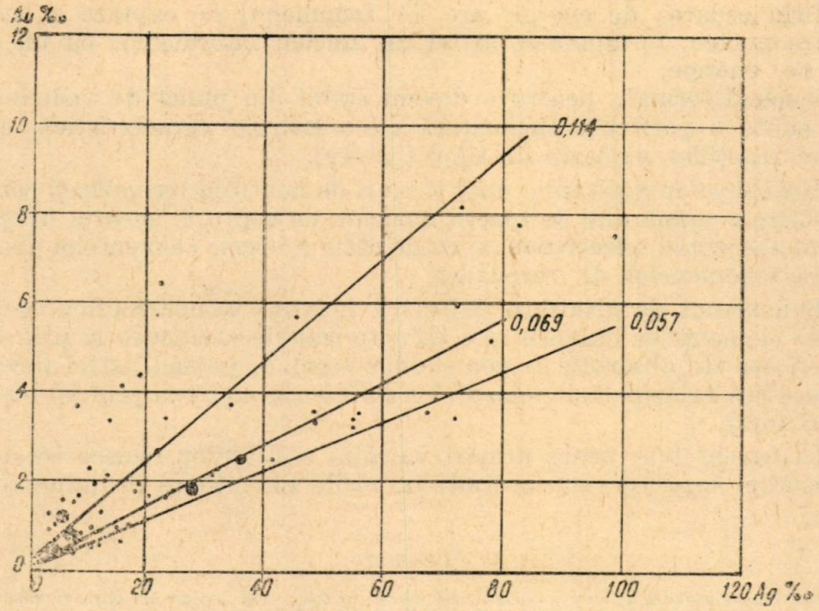


Fig. 4. — Graficul rapoartelor de dependență a conținuturilor de aur și argint din probele recoltate din zăcămîntul Baia de Arieș.

. Raportul cantitativ dintre aur și argint dintr-o singură probă chimică

● Raportul mediu cantitativ Au : Ag. pentru mai mult de 5 probe chimice.

În concluzie, pe tipuri de zăcăminte se poate stabili o valoare medie a raportului Au/Ag.

Prin însăși posibilitatea stabilirii valorii raportului Au/Ag specific pe tipuri de zăcăminte, se confirmă și o dependență geochimică între conținuturile de Au și Ag din cuprinsul mineralizațiilor auroargentifere.

Pe baza acestei dependențe geochimice dintre aur și argint, elementul din acest raport care oferă particularități caracteristice de a fi evidențiat prin metodele analitice nucleare este argintul.

2. CONSIDERAȚII ASUPRA FENOMENULUI DE ACTIVARE A ARGINTULUI

Fenomenul fizic urmărit în explorarea geofizică este activitatea izotopului argint 109 din masa mineralizației auroargentifere.

Activitatea elementelor minerale din pereții găurilor de sondă, așa cum s-a precizat în lucrările anterioare [3], [4], [5], [6], [7], [8], [9], [10], constă în bombardarea probelor cu neutroni termici și transformarea nucleelor existente în nuclee radioactive.

Neutronul de energie joasă — provenit de la o sursă de neutroni termici — sau neutronii termalizați în mediile rocilor, apropiindu-se de un nucleu, la o distanță mai mică sau cel puțin egală cu raza de acțiune a forțelor nucleare, pot interacționa cu particulele nucleare, cedîndu-le din energie.

Prin cedarea de energie are loc fenomenul de captare a energiei de către nucleu, formîndu-se astfel un nucleu intermediar cu un exces mare de energie.

Nucleul format, pentru a deveni stabil din punct de vedere energetic, emite o particulă elementară cu o energie caracteristică, emisie similară reacţiilor nucleare de tipul $(_0n' - \gamma)$.

Utilizarea în activare a unor fluxuri de neutroni termalizaţi conduce la o mărire a numărului de reacţii nucleare de captură, aceasta în special datorită absorbţiei selective maxime de către nucleele elementelor chimice, similară fenomenelor de rezonanţă.

Fenomenul de absorbţie selectivă maximă a neutronilor de către nucleele elementelor chimice este caracterizat de asemenea şi prin secţiunea eficace de absorbţie a neutronilor termici, putînd astfel deveni o caracteristică principală a elementelor chimice ce compun profilul litologic al unui foraj.

În tabela 1 se poate urmări variaţia secţiunilor eficace totale ale unor izotopi mai frecvent întîlniţi în rocile purtătoare de mineralizaţii

Tabela 1

Secţiunea eficace totală de activare a izotopilor elementelor cu conţinuturi maxime din rocile cu minereuri auroargentifere şi cu perioade de înjumătăţire minime

Izotopul $_ZX^A$	Secţiunea eficace de activare $10^{-24}cm^2$	Conţinutul izotopului în element %	Cont. max. al elementului în rocă %	Secţiunea eficace totală de activare a izotopului din rocă 10^{-27} cm^2	Izotop format $_ZX^{A+1}$	Energia radiaţiei gama emisă în MeV	$T_{1/2}$ a izotopului $_ZX^{A+1}$	Atîvitatea gama 1 c/g echiv. Ra
1	2	3	4	5	6	7	8	9
$_8O^{18}$	0,00022	0,039 0,204	30	0,2574 1,3464	$_8O^{19}$	1,360 0,200 0,110	27 s	0,71
$_{12}Mg^{26}$	0,05	11,29	5	2.822,50	$_{12}Mg^{37}$	1,015 0,834 0,175	9,51 m	0,06
$_{13}AL^{27}$	0,21	100	10	210.000,00	$_{13}Al^{28}$	1,78	2,26 m	1,02
$_{20}Ca^{48}$	1,1	0,185	20	4.070,00	$_{20}Ca^{49}$	4,68 4,05 3,10	8,75 m	2,26
$_{22}Ti^{50}$	0,140	5,54	1	775,60	$_{22}Ti^{51}$	0,92 0,61 0,32	5,8 m	0,28
$_{47}Ag^{107}$	44	51,35	0,1 1	2.259.400,00 2.259.400,00	$_{47}Ag^{108}$	0,094	2,3 m	-3 3,1.10
$_{47}Ag^{109}$	110,00	48,65	0,1 1	5.351.500,00 15.351.500,00	$_{47}Ag^{110}$	0,66	24,2 s	0,27

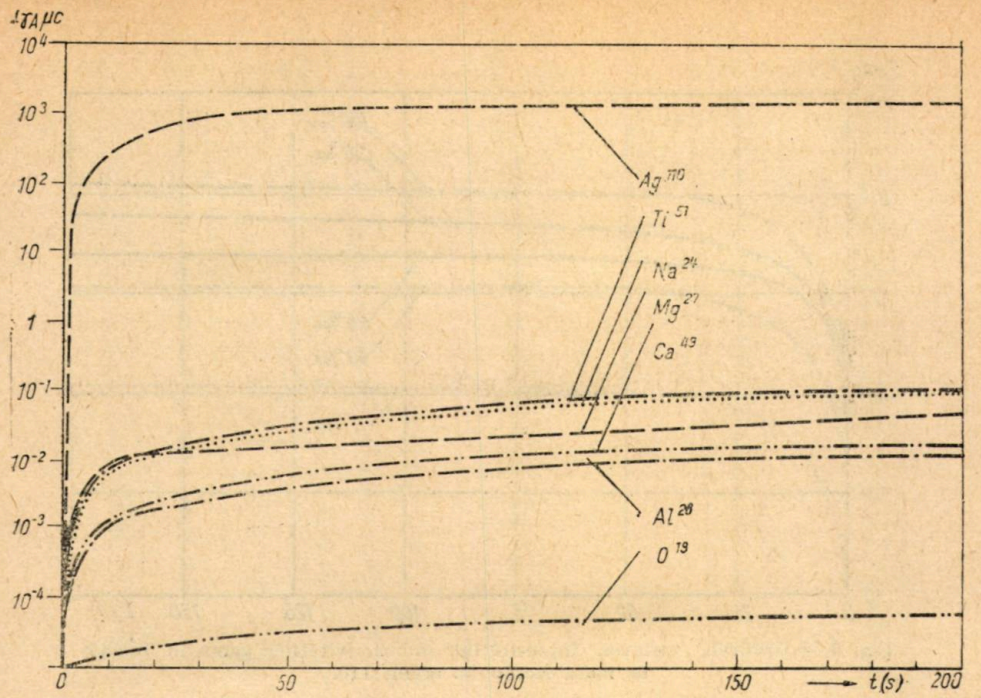


Fig. 5. — Graficele variației intensităților radioactivităților gama ale izotopilor ($_Z X^{A+1}$) rezultați în urma activării în funcție de timpul de activare, calculate pentru un gram din elementele chimice posibile de activat din cuprinsul mineralizației auroargentifere.

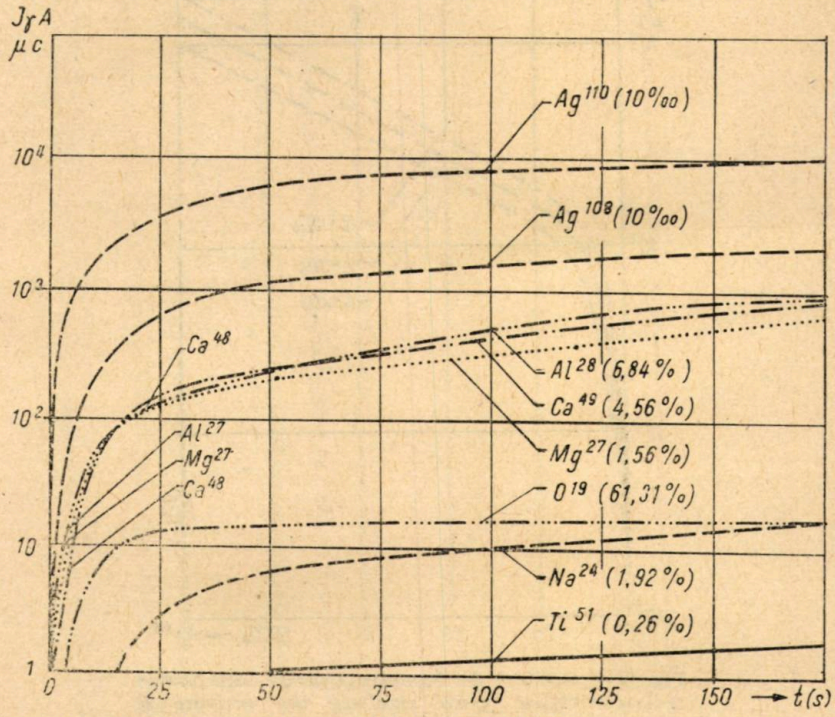


Fig. 6. — Graficele variației intensităților radioactivităților gama corespunzătoare conținutului izotopic real al elementelor din rocile purtătoare de mineralizații auroargentifere.

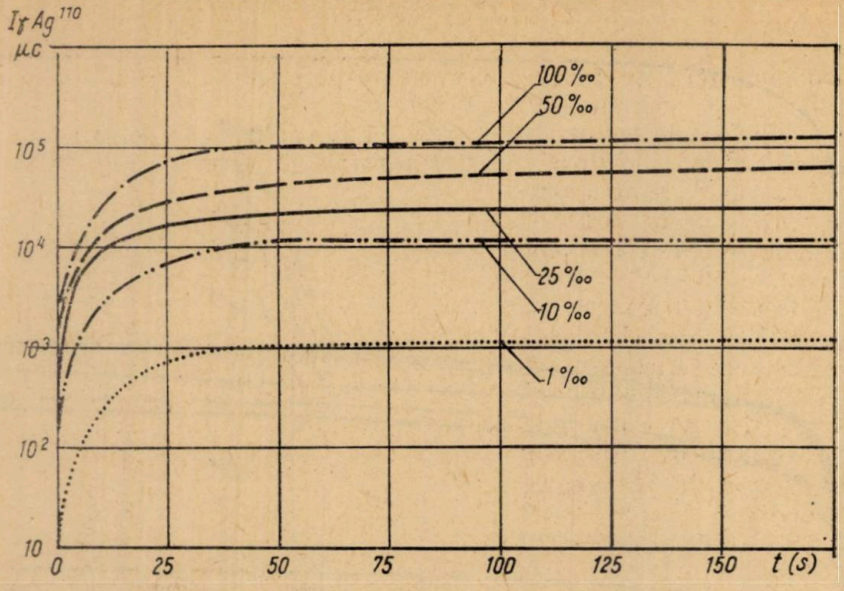


Fig. 7. — Graficele variației intensităților radioactivităților gama în funcție de masa izotopului argint 110.

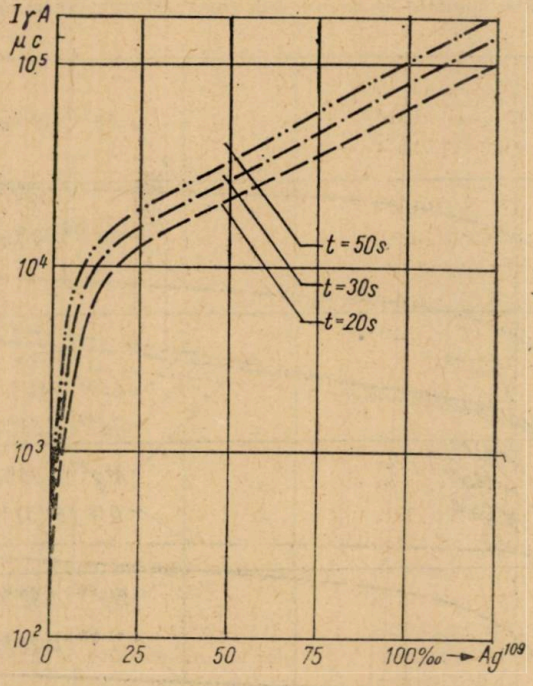


Fig. 8. — Graficul de dependență dintre intensitatea radioactivităților gama rezultate din activare și conținuturile corespunzătoare de argint pentru timpii de activare t_{act} = 20, 30 și 50 s.

auroargentifere, în funcție de conținutul mediu al elementului în rocă și în funcție de energia gama emisă.

Din datele prezentate rezultă că izotopul Ag^{107} pentru un conținut în rocă de $1^0/_{00}$ prezintă o secțiune totală de activare de $2.259.400.10^{-27}$ cm^2, iar $Ag.^{109}$, pentru același conținut în rocă, o secțiune totală de activare de $5.351.500.10^{-27}$ cm^2, față de conținuturile maxime de 10% ale Al^{27}, care are o secțiune eficace totală de activare de $210.000.10^{-27}$ cm^2, și ale Ca^{48}, care pentru conținuturi extreme din roca de 20 % prezintă o secțiune eficace totală de activare numai de $4.070.10^{-27}$ cm^2.

Demn de remarcat este de asemenea și diferențierea perioadei de înjumătățire a Ag^{110}, în funcție de care se face înregistrarea, față de perioada de înjumătățire ($T_{1/2}$) a celorlalți izotopi situați în complexul chimic al mineralizațiilor auro-argentifere.

În cazul formării izotopului radioactiv al argintului, o contribuție importantă o are și timpul de iradiere a rocii cu neutroni, independent de viteza de înregistrare în sondă.

În formarea izotopului mai contribuie de asemenea și intensitatea fluxului de neutroni, timpu scurs dintre perioada de activare și perioada de înregistrare a emisiei radioactive maxime a izotopului cercetat, conținutul elementului din rocă, tipul rocilor colectoare de mineralizații ș.a.

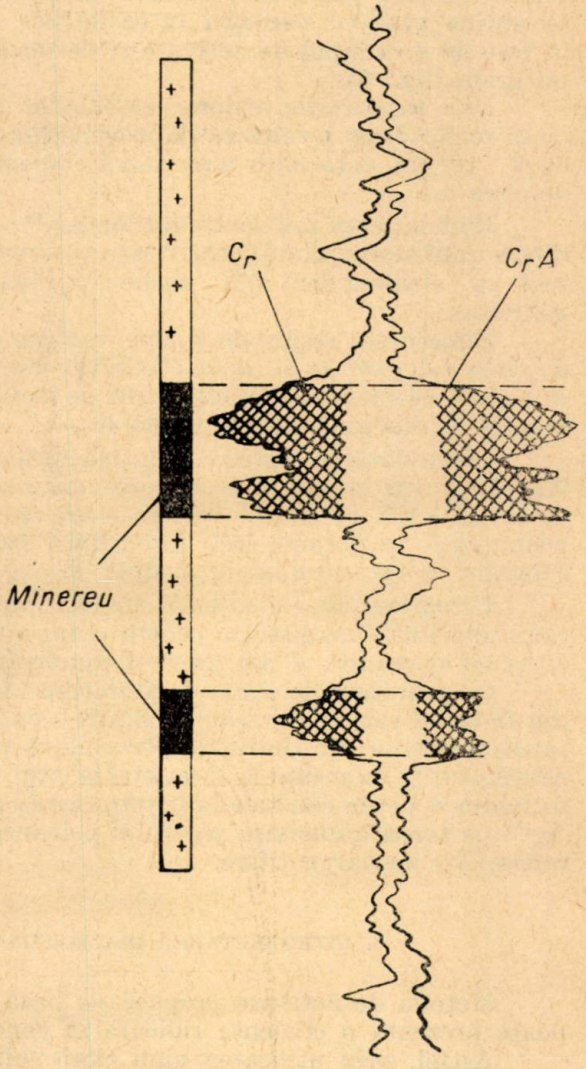


Fig. 9. — Graficul teoretic al înregistrărilor intensităților radioactivităților gama naturale (Cγ) și ale intensităților radioactivităților gama rezultate din activare (CγA) și stabilirea prin interpretare a intervalelor cu mineralizații de argint din coloana litologică.

Conform unor condiții optime de activare citate de literatură [3] și prin utilizarea unui dispozitiv special de activare cu ajutorul căruia

procesul de activare să se producă în mod similar unei surse imobile, se creează posibilităţile necesare de activare a Ag^{109}.

În condiţiile de mai sus, utilizînd relaţiile analitice de calcul [3], [5] pentru cazul complexului de elemente cu perioada de înjumătăţire redusă ce iau parte la formarea mineralizaţiilor auroargentifere [11], se obţine graficul variaţiei intensităţilor gama rezultate prin activare în funcţie de timpul de activare şi de masa fiecărui element, admisă de un gram (fig. 5).

Deşi raporturile asupra cantităţilor de elemente nu se menţin în masa rocii, totuşi rezultă că radioactivitatea unui gram din izotopul Ag^{109} de $9 \cdot 10^2$ μc, este mult superioară radioactivităţii izotopului Ti^{50}, Na^{23} de circa 0,1 μc.

Evidenţierea radioactivităţilor Ag^{109} se poate observa chiar în condiţiile unui studiu al radioactivităţii corespunzătoare conţinutului izotopic real al elementelor din rocile purtătoare de minereuri auroargentifere.

Diferenţele sesizabile dintre valorile radioactivităţilor Ag^{109} (1‰) de circa $1{,}6 \cdot 10^4$ μc şi radioactivităţile Na^{23} (1,92%) de circa $9 \cdot 10^2$ μc, ca şi faţă de cazul altor conţinuturi de izotopi din roca mineralizată [11], rezultă şi din graficul din figura 6.

Dar o dată cu creşterea conţinuturilor izotopului Ag^{109} în rocă de la 0,1—10% vor creşte în mod corespunzător şi valorile radioactivităţilor de la $1{,}5 \cdot 10^3$ μc la $1{,}5 \cdot 10^5$ μc, ceea ce va impune o diferenţă şi mai pronunţată în evidenţierea intensităţii izotopului Ag^{110} din complexul celorlalţi izotopi formaţi în mediile de explorat (fig. 7).

Urmărirea dependenţei dintre conţinutul izotopului Ag^{109} şi valoarea radioactivităţii înregistrate pentru cazul a trei timpi de activare (t = 20, 30 şi 50 s) rezultă şi din graficul din figura 8.

Ca şi în cazurile citate de literatură [3], se recunoaşte şi din graficul din figura 8 caracterul neliniar dintre conţinuturile de argint şi intensităţile rezultate din activare. Rezultă că corespondenţa stabilită dintre conţinutul şi intensitatea înregistrată prin intermediul graficului calculat în figura 8 poate conduce la determinarea cantitativă a conţinuturilor de Ag^{109} pe toată adîncimea peretelui coloanei sondei de explorare a mineralizaţiilor auroargentifere.

3. INTERPRETAREA DIAGRAFIILOR ÎNREGISTRATE

Metoda de activare propusă pe baza studiilor teoretice întreprinse poate prezenta o eficienţă ridicată în condiţiile de teren.

Astfel, prin utilizarea unui timp suficient de activare, prin intermediul utilizării unui dispozitiv special de activare şi prin utilizarea unei viteze de înregistrare corespunzătoare unui spectru maxim a intensităţii gama, s-a ajuns la obţinerea unor diagrafii caracteristice de evidenţiere a izotopului Ag^{110}.

Aşa cum se prezintă şi în graficul teoretic din figura 9, intensităţile gama rezultate din activare depăşesc cu mult intensităţile naturale, ceea ce conduce la o interpretare imediată a intervalului cu mineralizaţii auroargentifere.

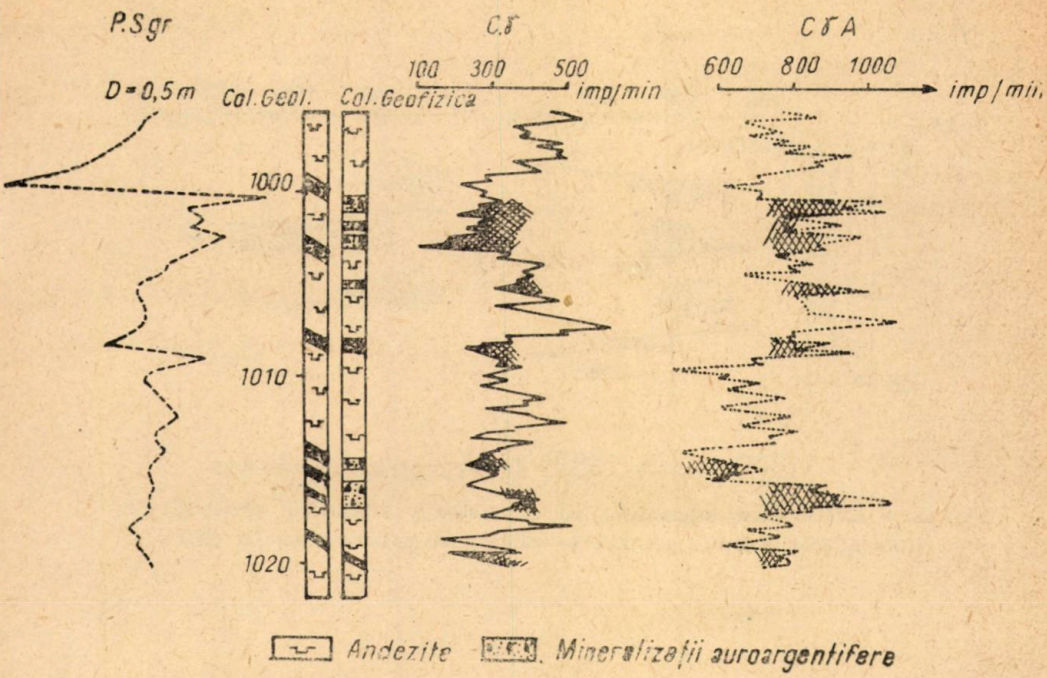


Fig. 10. — Diagrafia geofizică de activare interpretată și paralelizată cu profilul litologic stabilit prin carote mecanice pentru un interval din forajul (*A*) de explorare a mineralizațiilor auroargentifere.

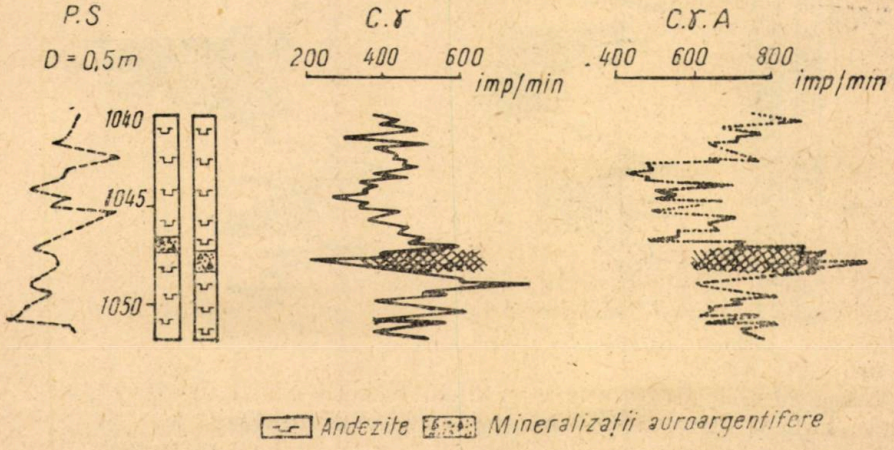


Fig. 11. — Diagrafia geofizică de activare a unui interval cu mineralizații auroargentifere din forajul (*B*) de explorare.

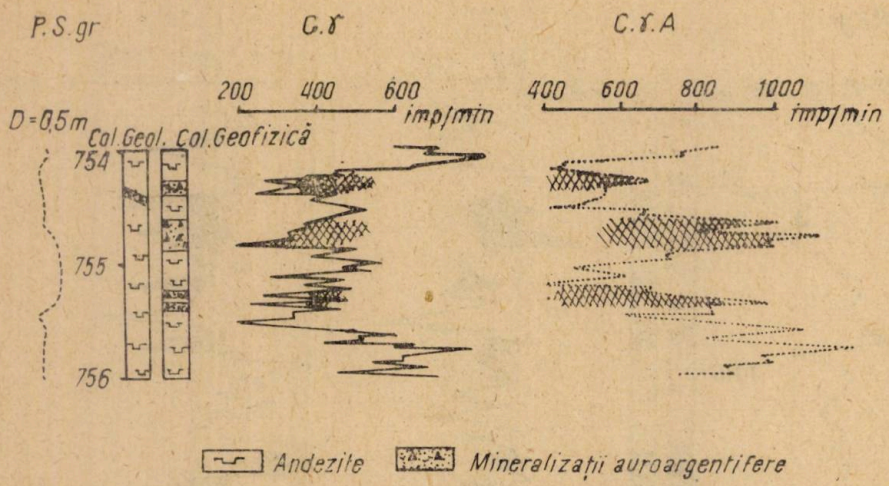


Fig. 12. — Evidențierea intervalelor cu mineralizații argentifere rezultate din interpretarea diagrafiei goefizice de activare înregistrate în forajul (*B*).

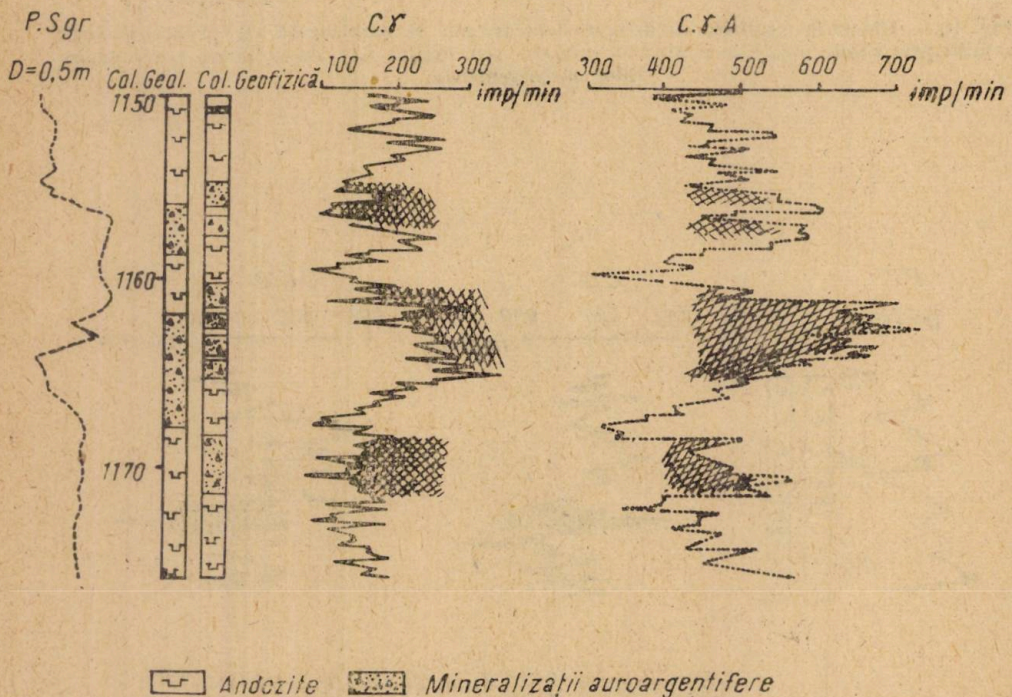


Fig. 13. — Rezultatele interpretărilor geofizice ale diagrafiei de activare utilizată în intervalul 1150—1176 din forajul (*C*).

Datele cantitative asupra conținuturilor de argint pe intervalul mineralizat poate fi stabilit continuu prin utilizarea graficului din figura 8.

Rezultate, care confirmă în totalitate calculele teoretice și unele experimentări de laborator s-au obținut și din înregistrările din sondele, din diverse șantiere de explorare a mineralizațiilor auroargentifere.

Astfel, în complexul de andezite traversate de foraj (fig. 10), prin diferențierea intensităților gama înregistrate înainte și după activare, se identifică intervalele mineralizate cu conținuturi importante de argint între limitele 1000 ÷ 1003 m, 1007,50 ÷ 1008,30 m și 1014 ÷ 1017 m.

Existența mineralizațiilor argentifere determinate prin activare se justifică și de către coloana geologică stabilită pe baza probărilor chimice ale carotelor mecanice.

De asemenea în diagrafia forajului de explorare reprezentat în figura 11 se identifică în cuprinsul andezitelor un interval mineralizat cuprins între limitele 1047,60 ÷ 1048,30 m, mineralizație ce este confirmată și de către probările chimice ale carotelor mecanice.

Conținuturile argentifere, conform graficului din figura 8, sînt de circa 35 ÷ 40 %.

În acest caz, pe baza graficului din figura 3 se pot stabili și conținuturile aurifere de circa 2,8 $^0/_{00}$.

Măsurători continui de activare s-au efectuat și în alte foraje de explorare, unde s-au obținut de asemenea rezultate importante.

Astfel, rezultatele obținute în coloana unui foraj din șantierul Gura Barza se întîlnesc între limitele 745,50 ÷ 746,50 m, 747,50 ÷ 749,50 m și 751,50 ÷ 752,60 m, unde izotopii argintului activat se identifică prin maxime de intensități gama puternic evidențiate. În funcție de graficele întocmite se pot stabili conținuturi argentifere de circa 35 ÷ 38 $^0/_{00}$ Ag și care pot corespunde unor conținuturi aurifere de circa 2,0—2,5 $^0/_{00}$ Au.

Pentru cazul ultimelor două intervale din lipsa probărilor chimice, explorarea geologică nu a confirmat datele geofizice, în special pentru ultimele două intervale (fig. 12).

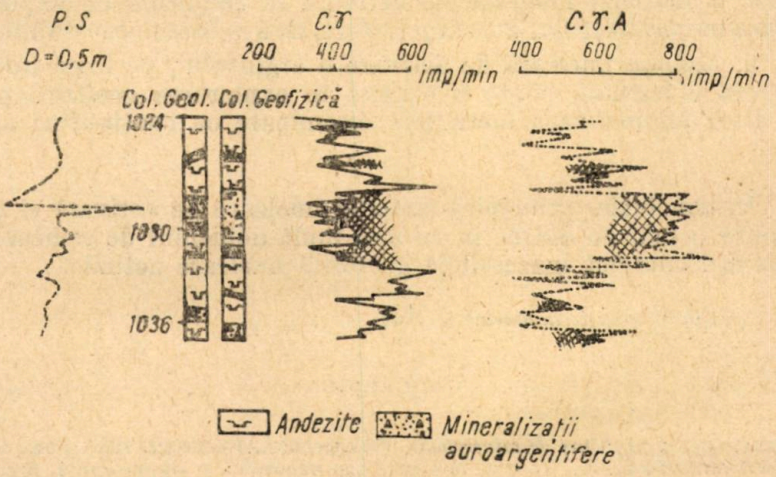


Fig. 14. — Rezultatele interpretărilor geofizice a diagrafiei de activare efectuată în forajul (*D*) pe intervalul 1024—1036 m.

Conținuturi de argint stabilite prin aplicarea metodei de activare continuă cu înregistrarea se pot observa și în coloanele geofizice rezultate din interpretarea diagrafiei forajelor de explorare prezentate în figurile 13 și 14.

Conținuturile ridicate de argint 5 —10 % din mineralizațiile interceptate de aceste foraje au condus în cazul înregistrării diagrafiei geofizice la o reprezentare ideală a intervalelor mineralizate, așa cum sînt cele cuprinse între limitele 1160,40 ÷ 1165,30 m și 1168,60 ÷ 1171,50 m, din forajul prezentat în figura 13, și intervalul 1027,80 ÷ 1031,50 m din forajul prezentat în figura 14.

Intervalele de util interpretate geofizic sînt confirmate în totalitate și de coloana geologică a forajului, stabilită pe baza analizelor chimice.

CONCLUZII

1. Condițiile geochimice de existență a complexului de elemente din cuprinsul rocilor purtătoare de mineralizații auroargentifere favorizează diferențierea lor geofizică, prin intermediul metodei de activare a izotopului argint 109, de restul elementelor din roci.

2. Pe baza considerațiilor mineralogice sumare și pe baza indicațiilor statistice obținute în cîteva zăcăminte, se poate stabili valoarea aproximativă a raportului Au : Ag pentru fiecare tip de mineralizație auroargentiferă.

3. În urma stabilirii intervalelor și conținuturilor de argint pe baza diagrafiei nucleare de activare, se poate trece la interpretarea indirectă a intervalelor și a conținuturilor în aur a mineralizațiilor auroargentifere interceptate de foraj.

4. Datele concludente rezultate din materialul prezentat în lucrare și din materialul utilizat în documentația geofizică primară obținută din șantierele de explorare confirmă justețea aplicării, în cadrul metodelor clasice, a metodei nucleare de activare în condițiile de explorare prin foraje a mineralizațiilor auroargentifere, fără utilzarea carotajului mecanic.

5. Metoda nucleară de activare a argintului, pe lîngă interpretarea indirectă a aurului, poate fi extinsă în explorarea geofizică prin foraje și a altor mineralizații metalifere diseminate cu conținuturi argentifere.

★

În concluzie, principiul metodei nucleare de activare și rezultatele obținute îi măresc din ce în ce mai mult domeniul de aplicare, chiar și în direcții complet inaccesibile geofizicii nucleare actuale.

Primită la redacție în decembrie 1966.

BIBLIOGRAFIE

1. Ветентин А. G., *Curs de mineralogie*, Edit. tehnică, București, 1953, Part. I, p. 113.
2. Булашевич И. П., Теория нейтронного каротажа о применении. К разведке нефтяных и угольных месторождений. Изд. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 12, 2, (1948).

3. Булашевич И. П., Сулятов С. А., Оптимальные условия непрерывного активационного каротажа. Изд. Акад. Н. СССР, серия геофиз., *2* (1960).
4. Филипов Е. М., Прикладная ядерная геофизика. Глав. XX Изд. Акад. Н. СССР, Москва, 1962.
5. Кондуелл Р. Л., Сиппел Р. Ф., Новое в радиоактивных методах исследования скважин. Промысловая геофизика — сб. перевод. *2*, Гостоптехиздат 1960.
6. Iordache Gh. S., *Rezultate privind măsurătorile geofizice aplicate în prospectarea şi explorarea minereurilor metalifere*, Revista minelor *10* (1959).
7. Iordache Gh. S., Brevet invenţie nr. 42623 R.P.R. 1960. Clasificarea internaţională H 05 d.
8. Iordache Gh. S., *Contribuţia metodelor radioactive la cercetarea substanţelor minerale utile*, Tehnica nucleară *7* (1963).
9. Iordache Gh. S., *Cercetarea zăcămintelor de minereuri de fier, prin măsurători geofizice de sondă*, Studii tehnice şi economice, seria D, *6* (1966).
10. Iordache Gh. S., *Metoda gama de activare utilizată în explorarea prin sonde a minereurilor de fier*, Studii şi cercetări de geologie, *1* (1966).
11. Rădulescu P. Dan, *Studiu petrografic al formaţiilor eruptive din regiunea Seini — Ilba — Nistru (Baia Mare)*, p. a II-a. Arh. Comit. Geologic, Vol. XXXI/1958.
12. Izöke A., Steclaci L., *Regiunea Toroioaga — Baia Borşa, studiul mineralogic şi geochimic*, Edit. Academiei, Bucureşti, 1962.

ORSZÁGOS MŰSZAKI KÖNYVTÁR DOKUMENTÁCIÓS OSZTÁLY 1883

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

REVISTA
STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE, SERIA GEOFIZICĂ

publică studii şi cercetări originale, lucrări de disertaţie şi de ansamblu, comunicări şi note din domeniile :

- geomagnetism şi prospecţiuni magnetice,
- gravimetrie,
- seismologie şi prospecţiuni seismice,
- fizica atmosferei şi ionosferei,
- electrometrie

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau prin sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Fiecare exemplar va fi însoţit de figurile şi de graficele care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de explicaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine : numele complet al autorului, titlul revistei, volumul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se va da titlul integral, editura, locul şi anul de apariţii.

1967 DEC 21

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

E. GAŞPAR şi M. ONCESCU, **Introducere în radiohidrologie**, 1967, 344 p. 20,50 lei.

CARMEN SABĂU, **Schimbul ionic, Teoria şi aplicaţiile sale în chimia analitică**, 1967, 307 p., 12 lei.

D. N. POENARU şi N. VÎLCOV, **Măsurarea radiaţiilor nucleare cu dispozitive semiconductoare**, 1967, 374 p. 17 lei.

M. A. ELIAŞEVICI, **Spectroscopia atomică şi moleculară** (traducere din l. rusă), 1966, 1038 p., 62 lei.

R. V. DEUTSCH, **Teoria magnetohidrodinamică în fizica plasmei**, 1966, 546 p., 29 lei.

I. CUCUREZEANU, **Laseri**, 1966, 269 p., 12 lei.

I. URSU, **Rezonanţa electronică de spin**, 1965, 413 p., 32 lei.

F. CIORĂSCU şi M. ONCESCU, **Detectarea şi măsurarea radiaţiilor nucleare**, 1964, 227 p., 17 lei.

CORNELIA MOŢOC, **Acţiunea radiaţiilor nucleare asupra corpului solid**, 1964, 196 p., 8,25 lei.

E. BĂDĂRĂU şi M. GRUMĂZESCU, **Bazele acusticii moderne**, 1961, 25 lei.

Z. GABOS, D. MANGERON şi I. STAN, **Fundamentele mecanicii**, 1962 17,50 lei.

ION ATANASIU, **Cutremurele de pămînt din România**, 1961, 196 p. + 17 pl., 13,75 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU şi MARIA PENEŞ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.**, 1962, 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

AMALIA SZÖKE şi LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroiaga — Baia Borşa, Studiu geologic, petrografic, mineralogic şi geochimic**, 1962, 240 p. + 25 pl., 19 lei.

D. RĂDULESCU şi R. DIMITRESCU, **Mineralogia topografică a României.**

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 5, NR. 2, P. 171–304
BUCUREŞTI 1967

I. P. I. — c. 5898

43 867

Lei 25. —